Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

1969

Vorgelegt von Dieter Jäkel aus Langneundorf/Schlesien

Dieter Jäkel Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548902_0052

Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges ⟨zentrale Sahara⟩ während des Pleistozäns und Holozäns

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

13 Abbildungen, 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile)
60 Profile, 3 Karten (6 Teile)

Vorgelegt von Dieter Jäkel aus Langneundorf/Schlesien

Gutachter:

Professor Dr. Jürgen Hövermann

Professor Dr. Wilhelm Wöhlke

Tag der mündlichen Prüfung: 29. 10. 1969

Tag der Promotion: 29. 10. 1969

D 188

Zugleich Heft 10 der Berliner Geographischen Abhandlungen.
Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin 1971.

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 6

I. Einleitung 7

1. Lage des Untersuchungsgebietes 7
2. Bemerkungen zur Geologie 8
3. Bemerkungen zum Klima 8
4. Darstellung der angewandten Arbeitsmethoden 8
   a) Feldarbeiten 8
   b) Materialanalysen und Auswertung der Meßdaten 9
   c) Die kartographische Darstellung 9

II. Das rezente Flußbett 9

1. Das Längsprofil 9
2. Materialzusammensetzung und -verteilung 12
3. Akkumulation oder Erosion 14

III. Die Terrassen 18

1. Der fluviale Formenschatz in der Cuvette von Bardai 18
2. Lagerungsverhältnisse und relative Chronologie der vorhandenen Akkumulationen 19
3. Das Längsprofil der Terrassen im Enneri Bardagué-Arayé 21
   a) Die Niederterrasse 21
   b) Die Mittelterrasse 22
   c) Die Oberterrasse 23
   d) Die Hochterrasse 24
   e) Die Prae-Hochterrassenakkumulationen 26

IV. Die Endpfannen 27

1. Die rezenten Endpfannen 27
2. Die ältere Endpfanne nördlich des Ehi Arayé 28
3. Fluviale Akkumulationen des Enneri Bardagué-Arayé auf der Serir Tibesti 29

V. Versuch einer Parallelisierung der Terrassen und Endpfannen 29

VI. Die Entstehung der Terrassen und ihre zeitliche Stellung 31

VII. Zusammenfassung 36

Résumé 37

Summary 38

Tabelle 1 40

Tabelle 2 42

Tabelle 3 44

Karten-, Luftbilder- und Literaturverzeichnis 46

Verzeichnisse 53

VORWORT

Die hier vorliegende Arbeit geht auf Geländeuntersuchungen in der Außenstelle Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge zurück, die ich von September 1964 bis August 1965 und im Herbst 1967 durchführen konnte.

Während der Geländearbeiten erhielt ich wertvolle Hinweise mannigfacher Art von den Teilnehmern der 1. Arbeitsgruppe Bardai der Freien Universität Berlin. Insbesondere erwiesen sich die Diskussionen mit K. P. OBENAUF als fruchtbar, der zur gleichen Zeit Terrassenstudien in den Enneris Gonoa, Toudoufou und Oudingueur des selben Gebirges durchführte. Ergänzendes Material bereitete H. J. PACHUR auf. G. PÖHLMANN und W. DITTRICH erstellten von April bis August 1965 ein Nivellement entlang der Talsohle des Enneri Bardagué-Arayé. H. HAGEDORN und G. BRUSCHEK waren mir bei der Vermessung von Querprofilen behilflich. 1967 begleitete mich R. JANKE bei Untersuchungen im Arbeitsgebiet.

Die Auswertung des Probenmaterials erfolgte am Geomorphologischen Laboratorium der Freien Universität Berlin. Daran waren die Herren G. BRUSCHEK, E. SCHULZ und K. SOMMER beteiligt. Wertvolle Hinweise und Hilfe in bezug auf die kartographische Auswertung des Materials erhielt ich von den Herren G. SCHULZ und J. SCHULZ.

Prof. Dr. SIEGFRIED JÄCKEL †, Berlin, bestimmte die im Probenmaterial enthaltenen fossilen Schnecken.

14-C-Analysen wurden im Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenkunde in Hannover unter der Leitung von Herrn Dr. GEYH, am II. Physikalischen Institut der Universität Heidelberg unter Leitung von Herrn Dr. MUNNICH und am Hahn-Meitner-Institut Berlin von Herrn L'ORANGE durchgeführt.

Am Institut für Theoretische Physik der Freien Universität Berlin erfolgte die elektronische Auswertung der Meßdaten, für die die Herren KÖNIG und ZEILER die erforderlichen Programme ausarbeiteten. Für die Aufnahme zur numerischen Auswertung der Längs- und Querprofile stand mir am Institut für Geophysik der Technischen Hochschule Braunschweig ein elektronischer Koordinatenerfassungstisch, „PENCIL FELLOWER", zur Verfügung. Die kartographische Darstellung dieser Daten verrichtete ein elektronischer Zeichentisch, „GRAPHOMAT ZUSE", am Institut für Berg- und Hüttenwesen der Technischen Universität Berlin.

Die Übersetzung des Résumé, des Summary und der übrigen fremdsprachlichen Texte übernahmen D. BUSCHE, A. M. NEUMANN und J. SEYDOUX.

Finanziell wurden die Forschungen von der Freien Universität Berlin, dem Senator für Wissenschaft und Kunst des Landes Berlin und der Deutschen Forschungsgemeinschaft getragen.

Technische Hilfe erfuhren wir von den Mitarbeitern der DEA Libya, besonders durch Herrn Dr. E. KLITZSCH, französischen Militärs in Bardai und den Fliegern der Esquadrille Tchadienne.

Allen genannten Institutionen und Personen sowie zahlreichen nicht erwähnten Helfern, die zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen, gebührt mein Dank. Für die Gewährung des Themas, die wissenschaftliche Betreuung sowie die Möglichkeit, in der Außenstelle Bardai mitarbeiten zu können, fühle ich mich besonders meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. JÜRGEN HÖVERMANN und für die Betreuung während der Geländearbeiten Herrn Prof. Dr. HORST HAGEDORN zu Dank verpflichtet.

BEMERKUNGEN ZUM KARTENDRUCK

Als Grundlage zur Herstellung der beigefügten farbigen Karten standen die vom Autor angefertigten schwarzen Konturen mehrerer Lichtpausen mit anschließender eigenhändiger Buntstiftbearbeitung zur Verfügung. Davon wurden im Farbfilterverfahren Farbauszüge hergestellt, die aus finanziellen Gründen ohne eine lithographische Nachbearbeitung für den Vierfarben-Offsetdruck verwandt wurden.

Die Redaktion

I EINLEITUNG

1. Lage des Untersuchungsgebietes

Enneri Bardagué und Enneri Arayé liegen auf der Nordabdachung des Tibestigebirges (vgl. Übersichtskarte 1). Sie sind Mittel- und Unterlauf eines Talzuges, der seinen Ausgang in der Höhenregion zwischen Tarso Voon, Tarso Yega und Tarso Toon (2000—3000 m über NN) hat und ostwärts von Bardai als Enneri Zoumri bezeichnet wird. Das Talnetz beginnt mit einem System gleichwertiger Täler, die vom Scheitel des Gebirges, eingeschnitten in junge Vulkanite und Sandsteine, nordwärts verlaufen. Vereint als Enneri Zoumri biegen sie bis Bardai nach Westen ab. Von Bardai windet sich das Tal in vornehmlich nordwestlicher Richtung etwa 130 km lang durch einen Schiefergebirgskomplex bis zur Depression von Ediouay. Am Nordrand dieser Depression ändert sich wiederum die Hauptabflußrichtung. Es läuft danach in nordnordöstlicher Richtung auf der Serir Tibesti in verschiedene, hintereinander gestaffelte Endpfannenbereiche aus.

Innerhalb des durchgehenden Talzuges wird von den Tubus das Enneri Zoumri, Enneri Bardagué und Enneri Arayé (an der Mündung der Enneris Toudoufou und Bardagué beginnt der Talzug des Enneri Arayé, bei der Oase Zoui das Enneri Bardagué) unterschieden.

Die Höhenlage des Enneri Bardagué beträgt bei Zoui 1050 m über NN (vgl. dazu das Nivellement). An seinem Ende und dem Beginn des Enneri Arayé ist die absolute Höhe 814 m. Am Gebirgsrand sind es in der Nähe des Gara Itana etwa 720 m. Weiter nach Norden liegen für den Endpfannenbereich und der Serir Tibesti nur noch Aneroidbarometer-Höhenmessungen vor. Sie zeigen insgesamt eine Abnahme der absoluten Höhe, fielen aber zu unterschiedlich aus, als daß die Angabe konkreter Zahlen gerechtfertigt wäre. Da aber von M. FÜRST, 1967, für die Serir Tibesti nördlich der tschadisch-libyschen Staatsgrenze Höhen um 540 m angegeben werden und auch die Karten hier die 500-m-Isohypse verzeichnen, ist die Höhenabnahme in dem

sehr flach erscheinenden Gelände noch beträchtlich. Sie dürfte etwa der Neigung des unteren Enneri Arayé entsprechen.

2. Bemerkungen zur Geologie

Die Höhen der zentralen Gebirgsteile des Tibesti-Gebirges werden hauptsächlich aus vulkanischen Gesteinen tertiären und quartären Alters aufgebaut. Darunter liegen cambro-ordovizische bzw. nubische Sandsteine, die ihrerseits in relativ flacher Lagerung das stark gefaltete praekambrische Grundgebirge (Schieferserien mit Granit-Intrusionen) überlagern.

Das Talsystem des Enneri Zoumri-Bardagué-Arayé verläuft vom Ursprungsgebiet des Tarso Voon, Tarso Toon und Tarso Yega zunächst in den vulkanischen Serien in nördlicher Richtung (vgl. Übersichtskarte 1). Im Bereich des Enneri Zoumri tritt es in die Bardaisandsteine ein; zugleich ändert sich die Talrichtung von Süd-Nord zu Ost-West.

Bei Kadoua verläßt das Enneri Bardagué den Sandsteinbereich und tritt in das gefaltete Schiefergebirge ein. Vereinzelt treten bis zur Mündung des Enneri Toudoufou basaltische Spaltenfüllungen und Staukuppen auf. Alkalische Granit-Intrusionen (Moragai-Ebene, Qualesena, Depression Ediouay) werden nach Norden hin häufiger. Am Ehi Tchouki, Chili und Arayé bedecken noch Reste nubischen Sandsteines (?) (vgl. WACRENIER, 1958) den überall zu Wollsackformen verwitterten Granit. Breitere Quarzitbänke gaben Anlaß zur Bildung walfischrückenähnlicher Formen.

Unweit der tschadisch-libyschen Staatsgrenze überragt letztmalig ein Schiefergebirgskomplex das umliegende Gelände um wenige Meter; er taucht nach Westen hin unter isoliert auftretende Basaltdecken der Sn 3 Serie (WACRENIER, 1958) ab. Diese grenzen andererseits gegen Norden an eozäne marine Schichten an, die zum Teil von Alluvionen des Enneri Bardagué-Arayé verdeckt werden.

Die Hauptkluftrichtung verläuft im Schiefergebirgsbereich Südsüdwest—Nordnordost. Fast rechtwinklig dazu zieht eine sekundäre Kluftrichtung Ost-Südost—West-Nordwest. Diesen tektonischen Leitlinien folgt das Enneri Bardagué-Arayé von Bardai bis zur Depression Ediouay. Die Streichrichtung der stark gefalteten Schiefer ist uneinheitlich.

3. Bemerkungen zum Klima.

Die Tagestemperaturen schwanken in Bardai im Sommer im Mittel zwischen 15° und 42° C, im Winter zwischen ± 0° und 30° C (1967 betrugen die Maxima der Monate Juni und Juli 41,6° und 41,7° C, die Minima 14,2° und 16,3° C. Die Maxima der Monate Januar, Februar und Dezember lagen bei 30,3°, 34,5° und 33,6° C gegenüber den Minima-Werten von —4,5°, —0,7° und 0,2° C). Nachtfröste stellen sich auf der Nordabdachung des Gebirges je nach Wetterlage von Anfang Dezember bis Ende Februar auch am Gebirgsrand (in 720 m über NN) ein; in Höhen über 1500 m NN sinkt die Temperatur während dieser Zeit fast täglich unter 0° C (vgl. HECKENDORFF, W. D., 1969).

Hauptsächlich von Mai bis August kommt es zu Niederschlägen durch das Ausgreifen der ITC. Die Höhe des Niederschlages nimmt mit der Höhenlage über NN zu. Insgesamt ist die Regenmenge auf der Südabdachung größer als auf der Nordabdachung. Auf Grund der allerdings erst kurzen Messungen in Bardai (1020 m), Zouar (775 m) und am Trou au Natron (2450 m) kann die jährliche Niederschlagsmenge in Höhen über 2000 m NN um 100 mm, bei Bardai (1000 m über NN) zu 10 bis 20 mm und bei Zouar (775 m über NN, Südseite) zu etwa 40 bis 50 mm angenommen werden.

Die Luftfeuchtigkeit ist nach Messungen an der Station in Bardai sehr gering. Sie liegt im Winter im Mittel zwischen 20 und 30 %, im Sommer zwischen 15 und 25 % und sinkt während der Mittagszeit öfter unter 10 %. Selbst bei Regenfällen stieg die relative Luftfeuchte nicht über 80-90 % (vgl. W. D. HECKENDORFF, 1969). Dadurch fällt zuweilen in der Höhe Niederschlag aus, ohne den Erdboden zu erreichen.

4. Darstellung der angewandten Arbeitsmethoden

a) Feldarbeiten

Die Arbeiten im Gelände gliederten sich in drei Phasen. Von Anfang Oktober 1964 bis Ende Februar 1965 kartierte ich das Enneri Bardagué-Arayé auf Luftbildbasis. Zugleich erfaßte ich die relative Höhe der verschiedenen Erosions- und Akkumulationsflächen und hielt die Gegebenheiten in Talquerprofilen fest.

Die fluvialen Sedimente wurden nach Kornform und -größe bestimmt, Farbbestimmungen des Verwitterungsbodens nach „Munsell Soil Color Chart" vorgenommen. Die systematische Aufnahme aller Aufschlüsse gestattete die Trennung verschiedener, durch Erosionsdiskordanzen voneinander geschiedene Akkumulationen, so daß die nach Höhenlage, Verwitterungsart und Materialzusammensetzung zusammengehörigen Terrassenbänder zueinander in eine stratigraphische Beziehung gesetzt werden konnten.

Von Anfang Mai bis Mitte August 1965 wurde in gleicher Weise der Endpfannenbereich systematisch aufgenommen. Durch Vergleichsstudien in anderen Tälern überprüfte ich zugleich die Ergebnisse der Untersuchungen im Enneri Bardagué-Arayé.

Während der ersten Arbeitsperiode wurden granulometrische Untersuchungen am Material des Enneri Bardagué-Arayé durch H. J. PACHUR (1966, 1967) durchgeführt, in der zweiten Periode eine Vermessung des Bardagué von G. POHLMANN (unveröffentlichte Manuskripte 1965). Er erarbeitete von Bardai bis nördlich der Depression Ediouay ein Nivellement des rezenten Flußbettes, das Grundlage und Bezugslinie für die Terrassendarstellung im Längsprofil wurde.

In Ergänzung zu diesem Längsprofil führte ich zusammen mit H. HAGEDORN und G. BRUSCHEK Querprofil-Messungen durch. Sie erlauben es, genaue Aussagen über die Höhenlage der Terrassen im Verhältnis zur

rezenten Talsohle zu machen. Aus zeitlichen Gründen war es nicht möglich, alle Terrassenreste einzumessen; wir beschränkten uns darauf, charakteristische Profile aufzunehmen.

Feldarbeiten im Oktober 1967 lieferten nach zwei Jahren Auswertung des in den beiden früheren Arbeitsperioden gesammelten Materials ergänzendes Beweismaterial. Profile wurden zur genauen Bestimmung der Lagerungsverhältnisse gegraben; Vermessungsarbeiten erweiterten das von PÖHLMANN erstellte Nivellement um 10 km nach Zoui und lieferten Werte zur Kenntnis zweier Nebentäler des Enneri Bardagué (Enneri Tabi und Enneri Serde) im Mündungsbereich. Befragungen mit Tubus gaben Aufschluß über die bei der einheimischen Bevölkerung üblichen Bezeichnungen von Tälern und Bergen, so daß in der von mir angefertigten Karte (vgl. Karte 2, Teil 1-4) gegenüber früheren vermehrt Ortsbezeichnungen eingetragen werden konnten.

Die 1967 durchgeführten vergleichenden Beobachtungen zu dem 1966 die gesamte Länge des Tales durchlaufenden Abkommen des Bardagué erwiesen sich als wertvoll. Sie gaben durch die entstandenen Veränderungen im Flußbett Aufschluß über die rezenten Formungsprozesse. Während dieser Arbeiten konnte nach der C-14-Methode datierbares Material aus Terrassenakkumulationen gewonnen werden.

b) Materialanalysen und Auswertung der Meßdaten

Das Probenmaterial wurde nach folgenden Gesichtspunkten ausgewertet: Karbonatgehalt, Morphoskopie, Fossilien (insbesondere Schnecken), Pollen und C-14-Datierung. Die C-14-Datierungen wurden bis auf eine im C-14-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung und am II. Physikalischen Institut der Universität Heidelberg durchgeführt; die übrigen Analysen erfolgten am Geomorphologischen Laboratorium der Freien Universität Berlin.

Die Sandproben zur Morphoskopie untersuchten H. J. PACHUR (1966, 1967) und K. SOMMER. Während H. J. PACHUR hauptsächlich das rezente Material bearbeitete, analysierte K. SOMMER das Sandmaterial der fossilen Dünen und Terrassen (vgl. Tabelle 2, S. 42).

Für die Aufbereitung und Auswertung der Meßdaten stand mir die elektronische Datenverarbeitungsanlage (ZUSE 23) am Institut für Theoretische Physik der Freien Universität Berlin zur Verfügung. In Zusammenhang damit standen Aufnahmen des Längsprofils des Bardagué-Arayé und der Querprofile mit einem elektronischen Koordinatenerfassungsgerät (Pencil Fellower) am Institut für Geophysik der Technischen Hochschule Braunschweig.

Die Zeichnung der Profillinien verrichtete ein elektronisches Zeichengerät (Graphomat ZUSE) auf Lochstreifenbasis. Auf diese Weise gelang es, den Arbeitsaufwand numerischer und graphischer Art erheblich zu vermindern, mehr Materialien auszuwerten und das gesamte Nivellement des Enneri Bardagué-Arayé exakt auf einen kleinen Maßstab zu bringen (vgl. Abb. 12, siehe Kartentasche).

c) Die kartographische Darstellung

Der unkontrollierte Luftbildplan des Enneri Bardagué-Arayé Maßstab 1 : 100 000 (vgl. Karte 2, Teil 1-4), das Nivellement und die Querprofile sind in möglichst überschaubarer Weise aufeinander abgestimmt.

Die Karte stellt die verschiedenen Terrassen dar. Gleiche Farbe bedeutet gleiches Alter. Die Aufnahmen im Gelände konnten aus zeitlichen Gründen nicht in allen dargestellten Teilen mit gleicher Akribie durchgeführt werden, sie haben ihren Schwerpunkt in den unmittelbar vom Bardagué-Arayé geformten Bereichen. Die Darstellung des weiter davon entfernt liegenden Gebirgskörpers und der Nebentäler beruht auf durch Geländebeobachtung gestützter Luftbildinterpretation.

Um die Höhenlage der Terrassen und die Lagerungsverhältnisse der Akkumulationen zeigen zu können, wurde die Karte durch Talquerprofile ergänzt. Bezogen auf G. PÖHLMANNs (1965) Nivellement bilden sie die Grundlage für die Terrassen-Längsprofile, die Gefällekurven der einzelnen Terrassen. Terrassensprunghöhen in nicht eingemessenen Profilen wurden zwischen talauf und talab vermessenen Punkten gemittelt.

Der Maßstab der Querprofile (1 : 10 000) läßt nur schematisierte Angaben über die Terrassenkörper zu. Wichtige Punkte werden deshalb zusätzlich durch Photos belegt. Ihnen wurde vor Aufschlußskizzen der Vorrang gegeben. Das als Blockprofil gezeichnete Querprofil Nr. 19 ist unmittelbarer Ausfluß der elektronischen Datenverarbeitung. Sie erlaubt es, ohne zeitlichen Mehraufwand gegenüber einfachen Profilen Blockprofile ausgeben zu lassen. Als vorteilhaft sehe ich dabei die Möglichkeit an, lagegerecht jede Azimutänderung im Profil ohne die sonst unvermeidlichen Verzerrungen angeben zu können.

II. DAS REZENTE FLUSSBETT

1. Das Längsprofil

Bei den Trockentälern des Tibesti sind Einblicke in den fluvialen Formenschatz bis zum Boden des untersten Flußbettes möglich.

Fast überall gliedert sich der Boden der größeren Enneris in verschiedene Niveaus. In den meisten Fällen bezieht sich diese Gliederung auf den Bereich des aktuellen Geschehens, der sich durch das Fehlen einer Patina an den Schottern und Kiesen von den nicht der fluvialen Bearbeitung unterliegenden und von schwärzlich-braunen patinierten Schottern oder Schutt bedeckten Terrassenflächen und Hängen farblich markant abhebt.

Die drei Niveaus dieses rezenten Flußbettes bezeichne ich als Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett. Fluten geringer Wasserführung fließen ausschließlich im Niedrigwasserbett ab. Beispiele dafür konnte ich während meines Aufenthaltes in Bardai im Sommer 1965 beobachten. Diese Fluten erreichten nicht den Bereich der rezenten Endpfannen[1]. Bei den einzelnen beobachteten Abkommen floß das Wasser je nach Dauer und Intensität der Niederschläge im Oberlauf des Talsystems kürzer oder länger im Niedrigwasserbett. Regen wurde in diesen Fällen durch die Wetterbeobachtung in Bardai nur über einen Zeitraum von eineinhalb Tagen verzeichnet.

Im Sommer 1966 dagegen wurden in Bardai länger andauernde Niederschläge registriert und in den höheren Gebirgsteilen beobachtet (vgl. dazu G. JANNSEN, 1969). Sie erstreckten sich über den Zeitraum von einer Woche. Die damit in Zusammenhang stehende Flutwelle des Flusses lief bis in die Endpfanne nördlich des Ehi Tchouki, Kosa-Ubdur, und füllte sie. 1967 konnte ich die Spuren dieses Abkommens studieren. Aufgrund der vor- und nachher kartierten Treibgutanschwemmungen, die den höchsten Wasserstand genau markieren, läßt sich aussagen, daß es sich um ein hohes Mittelwasser handelte, das stellenweise über das Niveau des Mittelwasserbettes hinausging, das gesamte Hochwasserbett aber nicht einzunehmen vermochte[2].

Nach Auskunft französischer Soldaten und Tubus gab es im Sommer 1963 intensive Regenfälle im Tibesti-Gebirge und ein hohes Abkommen der Flut des Bardagué. Sie erreichten die Höhe des Hochwassers, das sich nach Angabe eines Eingeborenen etwa in den Jahren um 1940 ereignete[3].

Danach müssen wir die Flutwelle von 1963 als Hochwasserabkommen bezeichnen, dessen deutliche Spuren (Treibholz, Schilf) noch heute erhalten sind. Sie füllte beide Endpfannen, Kosa-Ubdur und Meschitaba. An granitischen Wollsackformen konnte ich inmitten der Endpfanne von Meschitaba den Wasserstand von 0,40 m ablesen (siehe Bild 1). An allen Stellen des Enneris wurde damals der rezente Talbereich überflutet, das heißt, auch das Hochwasserbett stand unter Wasser. Das ergibt sich auch aus der Auswertung der Vermessungsergebnisse. Treibholzansammlungen dieses Hochwassers an den Talhängen liegen generell einhalb bis ein Meter über der Fläche des Hochwasserbettes. An der Engtalstrecke vor dem Einmünden des Enneri Küdi (vgl. Profil 23) wurden Holzreste sogar auf eine patinierte Terrassenfläche, 6,40 m über dem Niveau der Niedrigwasserrinne, getrieben.

Relativ hoch sind die Werte für das Gefälle des als Mittel- und Unterlauf zu bezeichnenden Untersuchungsbereiches im Bardagué: 3,68 ‰ zwischen Bardai und Kadoua (km 11 bis 15 im Nivellement), 2,33 ‰ an der Mündung des Enneri Küdi (km 58 bis 64), 1,75 ‰ an der Mündung des Enneri Toudoufou (km 94 bis 99) und 1,43 ‰ auf der Depression Ediouay (km 131 bis 138). Die Werte lassen eine generelle Abnahme des Gefälles von oben nach unten erkennen. Starke Gefällsunterschiede treten in auf kurze Entfernung aufeinander folgenden Talbereichen, beispielsweise der Strecke von 12,3 bis 12,6 km (4,0 ‰) gegenüber der von 12,8 bis 13,6 km (2,8 ‰), auf.

Es gibt verschiedene Gründe für diese Stufungen. Einer davon ist das Vorkommen von anstehendem Gestein im Niedrigwasserbett, wie z. B. bei km 2,9 bis 3,1 im Nivellement zwischen der Oase Zoui und der Mündung des Enneri Tabi, wo das Niedrigwasserbett an der Nordseite am Rande des rezenten Flußbettes im Sandstein verläuft (Gefälle 9,0 ‰); Enneri aufwärts beträgt es nur 2,7 ‰. Flußabwärts ändert sich auf eine Strecke von weiteren 300 m (in einem Sediment) das Gefälle von 9,0 ‰ nicht. Mit scharfem, fast rechtwinkligem Knick biegt die wenige Meter breite Rinne dann nach Süden um und weitet sich auf 20-30 m. Das Gefälle ist auf den nächsten 100 m ±0 und wird dann von einer 200 m langen Strecke mit 5,0 ‰ abgelöst. Die Breite des rezenten Flußbettes beträgt an dieser Stelle etwa 200 m. Mittel- und Hochwasserbett weisen ein wesentlich ausgeglicheneres Gefälle auf.

Nicht anders ist die Situation bei einer in Bardai im Niedrigwasserbett auftretenden Stufe von fast 2 m Höhe (km 10,6 im Niv.). Ein harter Sandsteinblock befindet sich im Flußbett; hinter diesem Hindernis entstand ein Kolk. Mittel- und Hochwasserbett sind wie an der vorher beschriebenen Stelle relativ breit und zeigen ein ausgeglicheneres Gefälle.

Etwas anders verhält sich die Versteilung der Gefällekurve vor dem Palmenhain von Kadua (km 13,6). Nur vereinzelt ragen scharfkantige Schieferbänke aus den Alluvionen des Niedrigwasserbettes heraus. Talaufwärts dieser etwa 200 m langen Steilstrecke von 6,0 ‰ (km 13,6 bis 13,8) wurde auf ein Kilometer Länge (km

---

1 Regen wurde verzeichnet am 12. 6. und am 13. 6. 1965. An beiden Tagen kam das Enneri Dougué bis in den Talbereich des Bardagué in Bardai ab, wo das Wasser versiegte. Am 29. 7. flossen, wie danach festgestellt werden konnte, der Bardagué bis zur Mündung des Enneri Adaran (km 19 im Nivellement), das Enneri Küdi (bis 2 km abwärts seiner Mündung im Enneri Bardagué) und das Enneri Toudoufou (bis km 113 im Nivellement).

2 K. H. KAISER, 1967, S. 145 schreibt dazu: „Bereits am 26. Mai erfüllten die Wassermassen Sockelbereiche der Forschungsstation Bardai, die über dem Hochwasserbett des Bardagué gelegen ist. Auch in den übrigen Talbereichen überschritten die Wassermassen die Uferbereiche von Niedrig- und Mittelwasserbett, um fortan die ganze Breite der Talsohle bis zu den Niederterrassenrändern hin zu erfüllen." Photos der damals in der Forschungsstation Bardai anwesenden Kollegen zeigen in der Tat Wasser bis zum unteren Sockelbereich der Station. Es handelt sich dabei aber nicht um Wasser des Bardagué, sondern um den Abfluß eines kleinen Baches hinter der Station, der um die Station herum zum Mittelwasserbett erfolgte. Der Bardagué selbst überspülte nur in wenigen Talabschnitten das gesamte rezente Flußbett einschl. des Hochwasserbettes.

3 Vermutlich handelt es sich dabei um die Abkommen der extrem hohen Regenfälle im Mai 1934. In Aozou wurden nach den Angaben von HERVOUET, 1958, S. 20, innerhalb von drei Tagen 370 mm Niederschlag gemessen. Im gleichen Jahr beobachtete Capitaine Schneider bei Yebbi bou 7 Tage das Abkommen des Yebbigué. Er errechnete eine Wassermenge von 1200 m³ pro Sekunde, die das Tal in dieser Zeit hinabströmte. Insgesamt dauerte das Abkommen länger als 10 Tage. Hohe Abkommen des Bardagué wurden im Mai 1934, August 1936 und 1937 und im Juli und August 1939 registriert (LEFRANC, J. P., 1954, S. 106).

12,6 bis 13,5) 2,8 ‰ Neigung gemessen, talabwärts folgt eine Strecke mit 4,0 ‰ (km 13,8 bis 14,4). Die Neigung vor und hinter der Versteilung ist hier mit 2,8 ‰ zu 4,0 ‰ recht verschieden. Der Grund dafür ist weniger in den auftretenden Gesteinsbänken zu suchen. Eine zweite wichtige Ursache für die sprunghaften Gefälleänderungen im Niedrigwasserbett ist offenbar der Querschnitt des Bettes, der im oberen Bereich ungefähr 600 m bei einem etwa 80 m breiten Niedrigwasserbett beträgt. Zur unteren Teilstrecke hin verengt sich das Niedrigwasserbett auf 20 bis 30 m.

Ebenso verhält es sich, um noch ein anderes Beispiel zu nennen, vor der Schluchtstrecke des Enneri Bardagué oberhalb der Mündung des Enneri Küdi (km 57,4 bis 58,5), wo die Neigung 3,6 ‰ beträgt. Sie ändert sich im Anfangsbereich der Schlucht (bis km 58,7) nicht, wird aber dann mit 2,4 ‰ bedeutend flacher (km 58,7 bis 59,8). Vor und nach der Mündung des Enneri Küdi weist das Gefälle mit 1,6 ‰ den niedrigsten Wert auf.

Allgemein gilt: vor und am Beginn einer Engtalstrecke besitzt das Niedrigwasserbett ein höheres Gefälle als in der Schlucht und an ihrem Ausgang sowie in der anschließenden Talweitung.

Vor der weniger prononcierten Engtalstrecke des Bardagué (km 32,5 bis 32,9) zwischen den Mündungen der Enneris Adrijué und Michina ist eine Tendenz zur Gefälleversteilung zwar vorhanden, es kommt aber nicht zu der oben beschriebenen Abfolge. Die Änderung des Gefälles erfolgt genau am Anfang der Engtalstrecke (davor von km 31,1 bis 32,5: 2,6 ‰, dahinter von km 32,5 bis 34,2: 2,1 ‰). Offenbar vermögen noch andere Faktoren modifizierend auf die Gefällekurve zu wirken.

Im Kartenbild (vgl. dazu vor allem Teil 1 und 2) nimmt sich der Verlauf des Niedrigwasserbettes zuweilen recht „eckig" aus. Das Niedrigwasserbett führt ziemlich geradlinig auf ein Hindernis, meistens den Talhang, der zum Prallhang wird; hier wird der Fluß abgelenkt und nimmt eine neue Richtung wieder in geradlinigem Verlauf an, bis er erneut auf ein Hindernis trifft. In diesen Talbereichen, soweit sie außerhalb des Einflusses von Nebentälern liegen, befinden sich im Bereich der Hindernisse die Schnittpunkte unterschiedlicher Gefällestrecken. Vor dem Hindernis ist das Gefälle größer als dahinter. Besonders deutlich ist das in der Nähe von Profil 17 (km 45,1) zu sehen. Vor den hier dem Stromstrich entgegenstehenden Gesteinsbänken aus präkambrischen Schiefern beträgt talauf das Gefälle 2,4 ‰ (km 44,1 bis 45,2), talab 1,45 ‰ (km 45,2 bis 45,7).

Das Auftreten von Hindernissen im Niedrigwasserbett mit sich daran anschließenden Richtungsänderungen des Bettes müssen daher ebenso als Ursache für Gefällesteilen angesehen werden.

An vielen Stellen des Enneri Bardagué-Arayé gibt es Schwankungen im Gefälle des Niedrigwasserbettes, ohne daß Anstehendes, ein Wechsel von Talweitung und -verengung oder ein Hindernis mit Richtungsänderung der Rinne konstatiert werden könnte. Stets sind dies Bereiche vor und nach der Mündung von Nebentälern. Bei einer Gruppe von Nebentälern kommt es zur Gefälleminderung im Haupttal bereits vor dem Einmünden des Nebentales, bei einer anderen Gruppe erst dahinter.

Als Beispiele für die erste Gruppe sollen die Verhältnisse im Bereich der Mündungen des Enneris Tabi (km 4,1), Toudoufou (km 96,8) und Tourkou (km 139,4) herangezogen werden. — Das Gefälle im Enneri Bardagué beträgt auf den letzten 200 m vor dem Einmünden des Enneri Tabi im Niedrigwasserbett 0,4 ‰, danach 5,0 ‰; für die letzten 500 m vor der Mündung des Enneri Toudoufou wurde im Bardagué eine Neigung von 1,0 ‰, danach von 2,0 ‰ gemessen; vor der Mündung des Enneri Tourkou waren es auf den letzten 600 m 0,8 ‰, nach der Mündung 1,6 ‰. Diese drei Nebenflüsse scheinen also im Haupttal einen Rückstau zu bewirken.

Betrachten wir die Gefällekurve des Enneri Tabi, so stellen wir fest: auf den letzten 100 m vor der Mündung in den Bardagué ist mit ±0 kein Gefälle vorhanden, auf den vergangenen 400 m beträgt es dagegen 8,5 ‰. Die große Differenz der Gefällekurve im Enneri Tabi vor seiner Mündung (vgl. Abb. 5, S. 18) ist darauf zurückzuführen, daß das Seitental den Ausgleich zu dem hier in einer Engtalstrecke fließenden Haupttal sucht, und der Tabi 100 m vor der Mündung durch Sandstein um etwa 60° abgelenkt wird. Dadurch kommt es zu erhöhtem Gefälle vor und vermindertem Gefälle nach dem Hindernis.

Nach Breite und Form der Niedrigwasserbetten besitzt das Enneri Toudoufou aufgrund der wesentlich kürzeren Entfernung zu den höheren Gebirgsbereichen bedeutend mehr Kraft als das Enneri Bardagué an beider Zusammenfluß (vgl. Karte 2, Teil 2)[4]. Der Toudoufou drängt den Stromstrich des Bardagué an den Nordrand des Tales. Da der Bardagué so senkrecht auf den Toudoufou stößt, kann seine Fließgeschwindigkeit stärker gebremst werden als die des Toudoufou.

Die Situation des Enneri Arayé und des Enneri Tourkou (vgl. Karte 2, Teil 3) gibt zu der Vorstellung einer Rückstauwirkung wenig Anlaß. Wahrscheinlicher ist der Betrag des größeren Gefälles nach der Mündung des Enneri Tourkou im Enneri Arayé durch die Tatsache zu erklären, daß das Enneri Arayé an der Stelle die Depression Ediouay verläßt und wieder in einer Talzone weiter verläuft.

Zur zweiten Gruppe gehören kleinere Seitentäler, deren Niedrigwasserrinne auf die Niedrigwasserrinne des Haupttales ausläuft. Verwirklicht ist dieser Fall an der Mündung des Enneri Fidrici (km 15,5) und an dem von Norden (zwischen Enneri Juhudi und Enneri Amidi-Ouendoma) einmündenden Seitental des Bardagué bei km 24,8 im Nivellement. Beide Nebenflüsse erreichen das Enneri Bardagué in einem relativ gestreckten Tal-

4 Die Bemerkung K. H. KAISERs, 1967, S. 154, „die Groß-Barchane, **die die Einmündung des Enneri Toudoufou** gegen den Bardagué hin quer verbauen, sind säkulare Windabsätze", muß sich auf ein anderes Tal beziehen. Zwischen den Enneris Bardagué und Toudoufou gibt es keine solche Abriegelung. Es hat sie auch früher nicht gegeben, was der Formenschatz unmittelbar zu erkennen gibt (vgl. Karte 2, Teil 2).

bereich. Es ist talab der Mündungsstellen weder Anstehendes auf der Sohle zu finden, noch ist der Fall eines Hindernisses gegeben. Die Breite des gesamten Flußbettes bleibt gleich. Keine der oben beschriebenen Ursachen kann also als Erklärung der hier auftretenden Gefälleveränderung herangezogen werden. (Am Enneri Fidrici: km 15-15,5: 3,0 ‰; km 15,5-15,9: 1,0 ‰; an der Mündung des Tales bei km 24,8: km 24,0-24,8: 3,0 ‰; km 24,8-25,6: 2,25 ‰.) Hier bieten jedoch die Niederschlagsverhältnisse und die Niederschlagsverteilung eine plausible Erklärung an. Normalerweise kommt es während der Regenzeit zu Niederschlägen auf eng begrenztem Raum. Danach beginnt Wasser in dem einen oder anderen der kleineren Enneris zu fließen. Stößt dabei die Flut bis in das Haupttal vor, so schüttet sie, wie ich an einem Gerinne talauf von Bardai (bei km 7,2) im Sommer 1965 selbst beobachten konnte, einen Schwemmfächer in das Haupttal. Das unterschiedliche Gefälle im Hauptenneri ist daher in diesen Fällen so zu erklären, daß beim Abkommen des Hauptflusses das Material der Schwemmfächer erodiert, transportiert und nach kurzem Transport wieder sedimentiert wird, weil die Transportlast die -kraft übersteigt. Dieser Sachverhalt kann auch aus der Verteilung des Materials in den in Frage stehenden Enneristrecken abgeleitet werden. Stets ist das Gefälle des Haupttales nach der Mündung solcher Nebentäler geringer als davor.

Im Bereich des Niedrigwasserbettes zwischen km 5,4 bis 5,6 im Nivellement bildet anstehender Sandstein die Talsohle. Entgegen der anderen Orts (in diesem Fall km 2,9-3,1; 10,6 und 13,6) erwähnten generellen Gefälleveränderung von flach zu steil ist es hier genau umgekehrt. Talauf des Anstehenden ist die Neigung größer als talab. Ursache dafür ist das Zusammentreffen mehrerer gefälleverändernder Faktoren an dieser Stelle. Das Niedrigwasserbett (vgl. Karte 2, Teil 1) wird durch ein Hindernis zur Richtungsänderung von etwa 45° gezwungen, und wir befinden uns im Übergangsbereich von Talweitung zu -verengung. Die Gefällewerte betragen von km 4,8-5,5 in der Talweitung bis zum Bereich des Anstehenden, der Richtungsänderung und dem Beginn der Engtalstrecke: 4,0 ‰, auf den nächsten 200 m 2,0 ‰ bis zu einer erneuten Richtungsänderung und von km 5,7-6,5 in der Engtalstrecke 3,0 ‰. Das bedeutet: wechselseitig heben sich die als ursächlich für die Gefälleveränderung bezeichneten Faktoren auf, ohne daß für sie eine generelle Wertigkeit in der Wirkung abgeleitet werden könnte. Die einzelnen Ursachen sind zeitlich auf Grund unterschiedlicher Niederschlagsmengen und -verteilung an einem Punkt nicht konstant, was dazu führt, daß die Wechselpunkte des unterschiedlich starken Gefälles nicht festliegen. Sie können von Abkommen zu Abkommen des Flusses verlegt werden[5].

Untersuchungsergebnisse von G. JANNSEN (1969) am Beispiel des Bardagué bei Bardai erhärten diese Aussage.

Bei der Darstellung des Hochwasserbettes im Nivellement standen weitaus weniger exakte Meßwerte zur Verfügung als bei der Wiedergabe des Niedrigwasserbettes. Die gezeichnete Gefällelinie des Hochwasserbettes stellt deshalb bereits einen Übergang zu den schematischeren rekonstruierten Profilen der älteren Terrassen dar.

Die Sprunghöhe zwischen Hoch- und Niedrigwasserbett vermindert sich talabwärts von 3 m ungefähr bei der Oase Zoui auf 1,5-2 m am Enneri Toudoufou. Im obersten Abschnitt des Enneri Arayé wächst der Betrag wieder auf 2-2,5 m an und vermindert sich bis zur Depression Ediouay wieder auf 1-1,5 m. Am Anfang der rezenten Endpfanne in Höhe des Ehi Tchouki verschmelzen Hoch- und Niedrigwasserbett. Vor der Endpfanne jedoch liegen sie in Teilstücken über 2 m auseinander, was zum Teil unter dem Einfluß der Deflation durch den Nordost-Passat zustandekommt (vgl. Bild 2).

Von einer detaillierten Behandlung des Mittelwasserbettes soll in diesem Zusammenhang abgesehen werden, da seine Formen bei der Diskussion über die Materialverteilung und -zusammensetzung in der rezenten Talsohle mitbehandelt werden.

2. Materialzusammensetzung und -verteilung

H. J. PACHUR (1966) legte Anfang des Jahres 1965 ein Probenprofil durch das Niedrigwasserbett des Enneri Zoumri-Bardagué-Arayé von der Oase Osouni bis zum Ehi Arayé und führte an diesem Material die morphoskopische Sandanalyse durch (vgl. dazu seine Beschreibung S. 25-27 und Abb. III und 1967, S. 23-25, wo er im Kartenanhang die Probenentnahmestellen angibt). Vergleichen wir die Analysenergebnisse mit dem geomorphologischen Formenschatz, so lassen sich Gemeinsamkeiten feststellen[5a].

Die Verteilungskurve der fluvial bearbeiteten Qarzkörner ähnelt in ihrer Abweichung von der Bezugslinie der Differenz im Nivellement zwischen Niedrig- und Hochwasserbett des Bardagué-Arayé (vgl. dazu das Nivellement Teil 1-4 und PACHUR, H. J., 1966, Abb. III). Auf den Materialtransport bezogen bedeutet das, daß gegenwärtig nur wenig Material die gesamte Talstrecke durchläuft, sonst müßte die Verteilungskurve den erhöhten Anteil fluvial geprägter Sandkörner mit der weiteren Entfernung vom Beginn des Tales her aufzeigen.

Betrachten wir die Materialzusammensetzung nach der Korngröße, so fällt auf, daß Grobschotterfluren mit kiesig-sandigen Flächen, nicht selten sogar mit tonig-

5 Bei den dargelegten Gefälle verändernden Faktoren wurde nicht berücksichtigt, daß es aus noch nicht nachgewiesenen Gründen zu einer Art rhythmischer Schwingungen im Verlauf der Gefällekurve kommen könnte. Wenn sich dafür im Enneri Bardagué-Arayé auch keine konkreten Anhaltspunkte boten, so sprechen Beobachtungen aus dem Enneri Serde (vgl. dazu die Gefällesteile bei km 2,88 im Niv. der Abb. 6, S. 19) und dem Enneri Mossa dafür, wo es auf geraden Talstrecken zu Gefällestufen kommt.

5a Diese besonders von A. CAILLEUX entwickelte Methode gestattet eine Aussage, ob Sand von Wind (mattierte Körner) oder von Wasser (glänzende Körner) längere Zeit bewegt wurde. H. J. PACHUR (1966) gelang in Laboratoriumsversuchen die These CAILLEUXs zu verifizieren. Damit wurden zur Bewertung von Formungsvorgängen in Trockentälern im Wechselspiel zwischen äolischer und fluvialer Prägung wertvolle Erkenntnisse gewonnen.

schluffhaltigen Akkumulationsflächen wechseln. Dabei ist die Verteilung von Schottern, Kies, Sand und Ton im Enneri Bardagué-Arayé nicht nur vom Gefälle abhängig, sondern auch davon, ob Material aus älteren Schotterterrassen oder unterhalb der Mündung eines Grobschotter führenden Nebentales seitlich zugeführt wurde. Bei den Enneris Fidrici und Gonoa waren unmittelbar talaufwärts ihrer Mündung im Bardagué keine ausgeprägten Schotterfluren zu bemerken. Gleich danach treffen wir aber auf den Gleithängen Schotter bis zu 20 cm Durchmesser an. Nicht selten befindet sich eckiges Schiefermaterial darunter, das nach Rundung und Herkunftsort einen kurzen Transportweg erkennen läßt. Verfolgt man diese Schotterzufuhr im Haupttal flußabwärts, so ergibt sich, daß keine weite Erstreckung des Tales davon betroffen ist. Die Materialzufuhr des Fidrici hinterläßt Spuren nur bis etwa zur Mündung des Enneri Juhudi. Selbstverständlich darf dabei die Frage nicht unberücksichtigt bleiben, ob die Schotterzusammensetzung des Enneri Bardagué talabwärts des Enneri Adaran nicht maßgeblich von diesem Nebental bestimmt wird. Im Enneri Adaran sind aber bereits 2-3 km vor der Mündung in den Bardagué nur noch Kies- und Sandfraktionen anzutreffen. Da sich hinter einem mit Tamarisken bestandenen Uferwall in der Talweitung des Enneri Adaran vom Bardagué sedimentierte schluff- und tonreiche Ablagerungen befinden, liegt der Schluß nahe, daß aus diesem Seitental kaum Schotter in das Flußbett des Haupttales transportiert werden.

Anders ist das an der Mündung des Enneri Gonoa. Sein Bett wird weitgehend von Schotterakkumulationen bestimmt, die als Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbetten bis in den Talbereich des Bardagué hinabreichen und dessen Abflußrinnen an das nördliche Ufer abdrängen. Wie beim Enneri Fidrici finden wir auch nach der Mündung des Enneri Gonoa die Gleithänge des Bardagué als Schotterfluren ausgebildet (vgl. Bild 3), die, je weiter wir von der Mündung entfernt sind, immer schwächer werden. Unterhalb der Mündung des Enneri Binidurussu gelang es nicht mehr, einwandfrei zu bestimmen, aus welchem Nebental die Schotter stammten.

Vor der Mündung des Enneri Toudoufou bestehen die Sedimente des Enneri Bardagué aus Sand, Schluff und Ton, danach beherrschen Kies und Sand neben wenigen verstreuten Schottern das Bild. Der Formenschatz (vgl. Karte 2, Teil 2) läßt in unmittelbarem Zusammenhang die Herkunft des gröberen Materials aus dem Einzugsbereich des Toudoufou erkennen[6]. Die Art der Akkumulationen in den einzelnen Talbereichen des Enneri Bardagué-Arayé wird somit durch die einmündenden Nebentäler bestimmt. Der Gesamtverlauf des Enneris müßte daher, unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, aufgegliedert und jeweils der entsprechenden Strecke der Nebentäler zugeordnet werden. Einzeln abkommende Enneris besitzen ihren Unterlauf im Talbereich des Bardagué. Nur wenn eine regional umgrenzte Talgruppe gleichzeitig abkommt, tritt ein Abfluß im gesamten Talgebiet bis zu den rezenten Endpfannen des Bardagué-Arayé-Systems auf. Die Hochwasser wirken gegenüber den partiell durch die Seitentäler verursachten Formen ausgleichend und erzeugen das Erscheinungsbild eines nur wenig differenzierten Vorganges.

Am Beispiel des Enneri Küdi kann anhand des Formenschatzes, wie er sich während des Untersuchungszeitraumes 1964/65 darbot, die wechselseitige Beeinflussung von Haupt- und Nebental erläutert werden. Dieses Nebental besitzt in dem von mir mitkartierten unteren Teil vor der Mündung in den Bardagué kein differenziertes Flußbett, sondern nur eine vornehmlich mit Sand bedeckte Sohle (vgl. Profil 23 und 25). Schotter lassen sich talaufwärts erst etwa 8 km von der Mündung entfernt finden. Dann steigt ihr Anteil im rezenten Flußbett allerdings rasch an, und ihre Größe kann schon wenige km weiter aufwärts mehr als 10 cm Durchmesser betragen. Auffallend ist dabei der hohe Anteil von Schiefermaterial, das, wenig kantengerundet, eine geringe Transportstrecke andeutet. Die Gesamtlänge des Enneris beträgt ungefähr 30 km. Im Januar 1965 konnte ich in der Nähe des Profiles 25 (vgl. Karte 2, Teil 2) letzte Fließspuren auf der Talsohle erkennen, die das Ende eines vorangegangenen Abkommens bezeugten (vgl. Bild 4). Offenbar vermochte die Flut nicht bis in das Flußbett des Bardagué vorzudringen. Im Juli 1965 ließen sich Fließspuren des Enneri Küdi nach einem Regen bis in den Bereich des Profils 26 im Bardagué ungefähr 2 km abwärts nach der Mündung erkennen. Eine Tonpfanne im Mündungsbereich des Enneri Küdi (vgl. Karte 2, Teil 2), wahrscheinlich durch das Hochwasserabkommen 1963 verursacht, konnte jedoch auf Grund des direkten Zusammenhanges als zum Bardagué gehörig nachgewiesen werden. — Ähnlich liegen die Verhältnisse in den Enneris Ofouni und Aragoud (vgl. auch Profile 17 und 30).

Täler, die nur einen Schwemmfächer auf das Hochwasserbett des Bardagué schütten, sind im wesentlichen abwärts der Mündung des Enneri Ofouni anzutreffen.

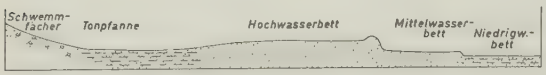
Helle Flächen am Rande des Haupttales in Nischen und Talweitungen der Nebentalmündungen (vgl. Bild 6) sind Tonpfannen des Bardagué, deren Sedimente beim Abkommen des Bardagué abgesetzt wurden. Die Nebentäler können keinen Abfluß gehabt haben, da es sonst nicht zu der ungestörten Ablagerung der Feinsedimente hätte kommen können. Täler, an deren Mündung solche Tonpfannen vorkommen, überwiegen. Das Phänomen selbst tritt an der Mündung des Enneri Juhudi zum ersten Mal auf und fehlt den oberen Talabschnitten, abgesehen vom Enneri Adaran. Die Tonflächen gewinnen talabwärts an Größe bis zu den Endpfannen Kosa-Ubdur und Meschitaba, unterscheiden sich aber von diesen, indem sie nicht so tiefe und breite Trockenrisse aufweisen.

Die seitlichen Tonpfannen des Enneri Bardagué-Arayé zeigen, wie das Hochwasser zu den Seiten hin ausufert. Gleichzeitig verdeutlichen sie an vielen Stellen die gegenwärtige Tendenz zur Akkumulation. Die Querprofile zeigen einen konvexen Talboden (vgl. Abb. 1), in dem

6 Vgl. dazu auch K. P. OBENAUF, 1969. Gleiches berichtet er von der Mündung des Enneri Oudingueur in das Enneri Toudoufou.

die Tonpfannen etwas tiefer liegen als die mehr in der Mitte des Enneris abgelagerten Sande und Kiese des Hochwasserbettes (vgl. Bild 5) [7].

Abb.1



Stark überhöhtes Querprofil einer Talseite im Bereich einer seitlichen Tonpfanne des Enneri Bardagué mit anschließendem Seitentalschwemmfächer.

Sand, Kies Hangschutt | Ton, Schluff, Sand | Sand, Kies

Material und Vegetation eines solchen Querprofils sind regelhaft geordnet. Das Niedrigwasserbett enthält Sande, Schluffe und Tone. Bis zum Enneri Kasanato wächst keine Vegetation darauf, wenn man von einigen jungen Tamariskenstauden und dem in Grundwassernähe auftretenden Graswuchs zwischen Zoui und Kadoua absieht. Danach finden wir Beifuß (*Artemesia judaica*), *Zilla spinosa* und andere Büschelgewächse darauf. An vielen Stellen bildet eine dünne Tonkruste die Oberfläche, die beim Austrocknen polygonal aufreißt, sich zusammenrollt und vom Wind verblasen wird (vgl. K. H. KAISER, 1967). Mittel- und Hochwasserbett sind aus Kiesen und Sanden aufgebaut. Die Vegetation ist spärlich bis zur Mündung des Enneri Aragoud. Von dort an nimmt sie bis in die rezenten Endpfannen zu. Am häufigsten sind *Artemesia judaica* und *Zilla spinosa*; dazu kommen als Holzgewächse *Tamarix aphylla*. Die seitlichen Tonpfannen waren weitgehend vegetationsfrei. Eine Ausnahme bildete nur die Tonpfanne auf der Depression Ediouay, wo im Februar 1965 Bilsenkraut (*Hyoscyamus muticus*) blühte. Am Rande dieser Pfannen befinden sich oft in beträchtlichem Ausmaß (vgl. Bild 7) Treibholzansammlungen (vgl. Bild 43).

Diese Beschreibung der seitlichen Tonpfannen und des Flußbettes gilt in erster Linie für den Unterlauf des Enneri Bardagué-Arayé. Die Materialverteilung im Querprofil des Mittellaufes ist insofern ähnlich, als das Niedrigwasserbett gegenüber dem Mittelwasserbett und den im Stromstrich befindlichen Teilen des Hochwasserbettes feinere Sedimente aufweist. Sie setzen sich aber aus gröberen Bestandteilen zusammen und enthalten im Niedrigwasserbett Kiese und Sande, während das Mittel- und Hochwasserbett Sande, Kiese und Schotter aufbauen. Dabei können an Gleithängen, wie oben beschrieben, reine Schotterfluren mit Schottergrößen bis zu 20 cm ausgebildet sein. Im Niedrigwasserbett kommen zwar hier und da auch Schotter vor, sie bilden aber einen verschwindend kleinen Anteil der Gesamtakkumulation. Zu einer konvexen Talsohle im Bardagué-Mittellauf führt es im Gegensatz zum Unterlauf nicht. Es kommt lediglich zu Uferwällen am Rande des Niedrigwasserbettes, die von Tamarisken dicht bestanden sind (vgl. dazu die Profile). Diese Tamarisken wirken an vielen Stellen als Sedimentfallen und verstärken so den Wall. Unterhalb der Mündung des Enneri Aragoud (vgl. Bild 6) deuten sich Verlagerungen der Abflußrinnen an. Regellos liegen hier neben der jüngsten Niedrigwassersohle verteilt ältere Abflußrinnen im Hochwasserbett. Es muß demnach zu Veränderungen des Hauptstromstriches gekommen sein.

3. Akkumulation oder Erosion

Die Frage, ob Akkumulations- oder Erosionsvorgänge gegenwärtig dominieren, wird von verschiedenen Autoren für die Trockengürtel der Erde unterschiedlich beantwortet (vgl. dazu auf der einen Seite CHAVAILLON, J., 1964 und SCHARLAU, M., 1958 und BÜDEL, J., 1952, sowie ZIEGERT, H., 1966, auf der anderen).

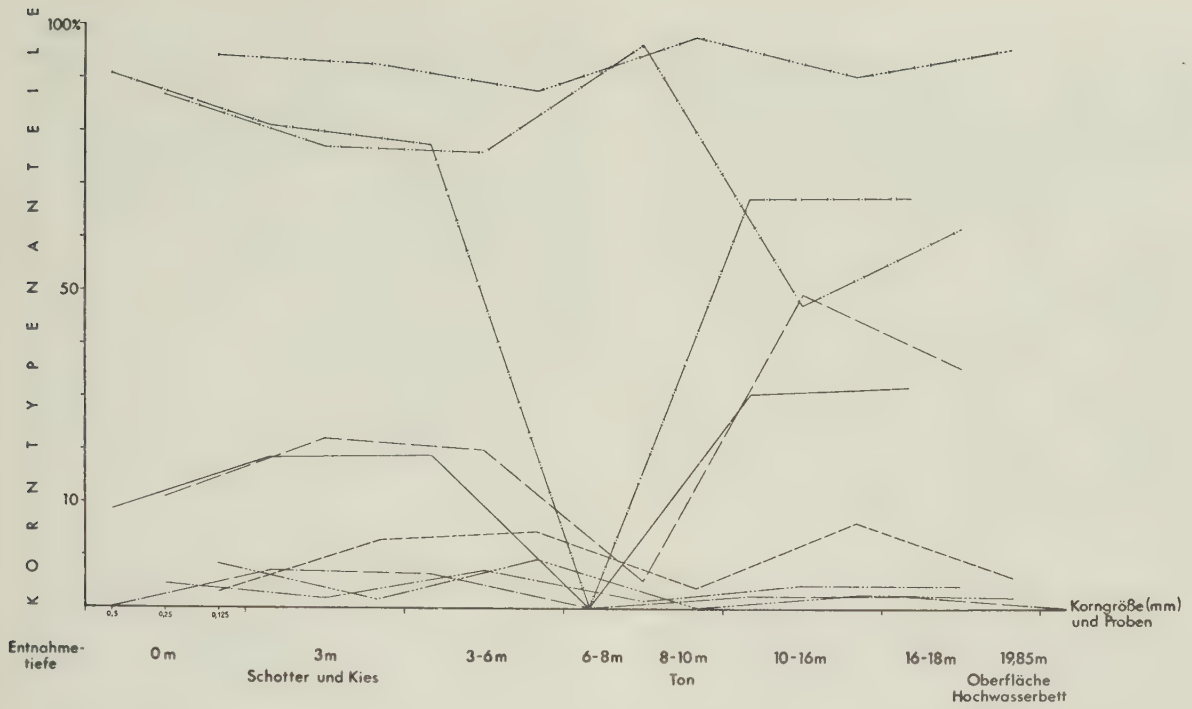
Fünf Brunnenbohrungen im Enneri Bardagué-Arayé ermöglichten 1965 Einblick unter das Niveau der rezenten Talsohle. Die erste liegt an der Forschungsstation in Bardai (km 9,2 im Nivellement). Bei 5 m Tiefe wurde das Grundwasser erreicht, weshalb man die Arbeiten bei 5,50 m Tiefe einstellte. Um bessere Schöpfmöglichkeiten zu gewinnen, vertieften wir 1967 den Brunnen auf 6,50 m. Das Anstehende war bis dahin nicht erreicht. Da dieser Brunnen im Bereich des Hochwasserbettes liegt und zum Niedrigwasserbett eine Differenz von 2 m besteht, ist der Nachweis erbracht, daß unter der Talsohle bei Bardai eine mindestens 4,50 m mächtige Akkumulation liegt. Die Brunnenwand zeigte völlig unverfestigten, wohlgeschichteten Sand und Kies.

Die zweite Bohrung lag im Niedrigwasserbett des Bardagué (km 17,1) an einer engen Stelle unterhalb der Mündung des Enneri Fidrici. Sie wurde 8 m tief vorgetrieben. Am 15. 5. 1965 konnte in 7,90 m Tiefe der Grundwasserspiegel gemessen werden. Die Sedimente zeigten auch hier deutliche Schichtung. Im Unterschied zu dem Brunnen an der Station in Bardai setzten sich die Ablagerungen jedoch größtenteils aus Grobkiesen und Schottern zusammen.

Der dritte Brunnen liegt im Hochwasserbett des Bardagué genau an der Mündung des Enneri Binidurussu (km 34,65). Der Grundwasserspiegel befand sich in 8 m Tiefe. Da es sich dabei um eine ältere Bohrung handelte, konnten die Akkumulationsverhältnisse nicht aufgenommen werden. Soweit sichtbar, waren die Wände mit Flechtwerk verkleidet.

Genaue Aufnahmen konnten bei den Bohrungen an der Mündung des Enneri Toudoufou (km 96,8) und der des Enneri Baro (km 103,2) durchgeführt werden (vgl. dazu die Brunnenprofile Abb. 2 und 3 sowie die Diagramme).

7 Über eine ähnliche Formungsphase am Rio Dôce in Brasilien beberichtete am 5. 12. 1968 im Berliner Colloquium für Geographen Dr. FLUG aus Heidelberg („Talverschüttung und Seenbildung in Ostbrasilien"). Die Akkumulation im Tal des Rio Dôce erfolgte wesentlich rascher als die in den Nebentälern, so daß es dort im Mündungsbereich gegenwärtig bis zu 15 m tiefen Randseen kommt. Da rezent in diesem vollhumiden Klimabereich im Haupttal keine Akkumulation nachweisbar ist, stellte Dr. FLUG das Entstehen dieser Ablagerungen in eine trockene Klimaphase.



Morphoskopisches Diagramm zum Brunnenprofil Abb. 2, nach H. J. PACHUR, 1966

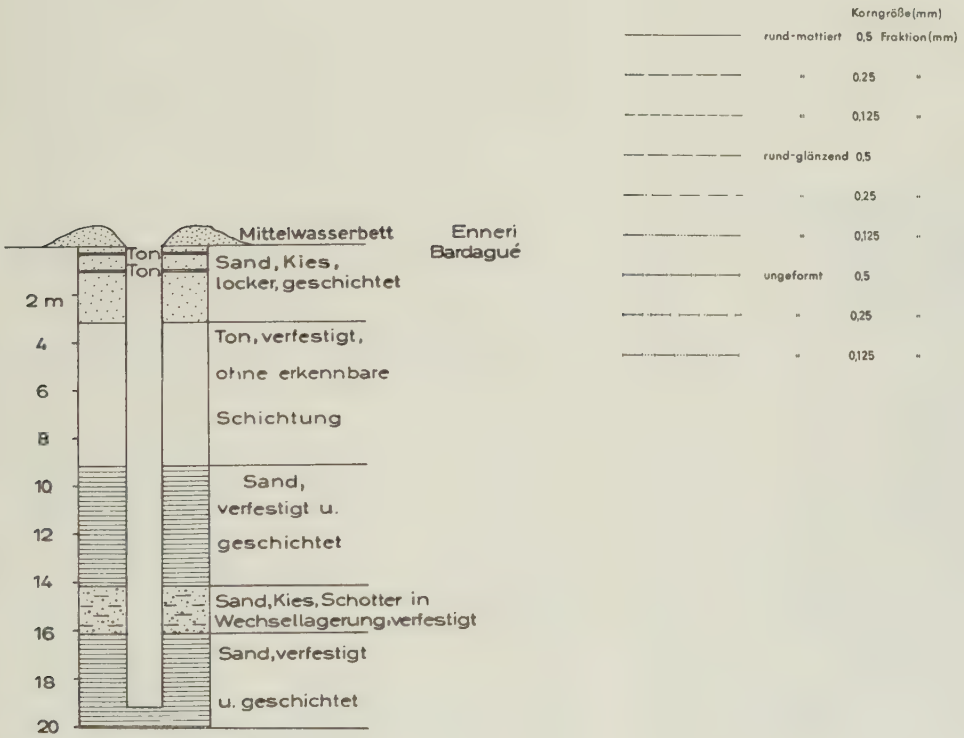


Abb. 2
Brunnenprofil des Enneri Bardagué an der Mündung des Enneri Toudoufou (km 96,8 im Nivellement)

Morphoskopisches Diagramm zum Brunnenprofil Abb. 3, nach H. J. PACHUR, 1966.

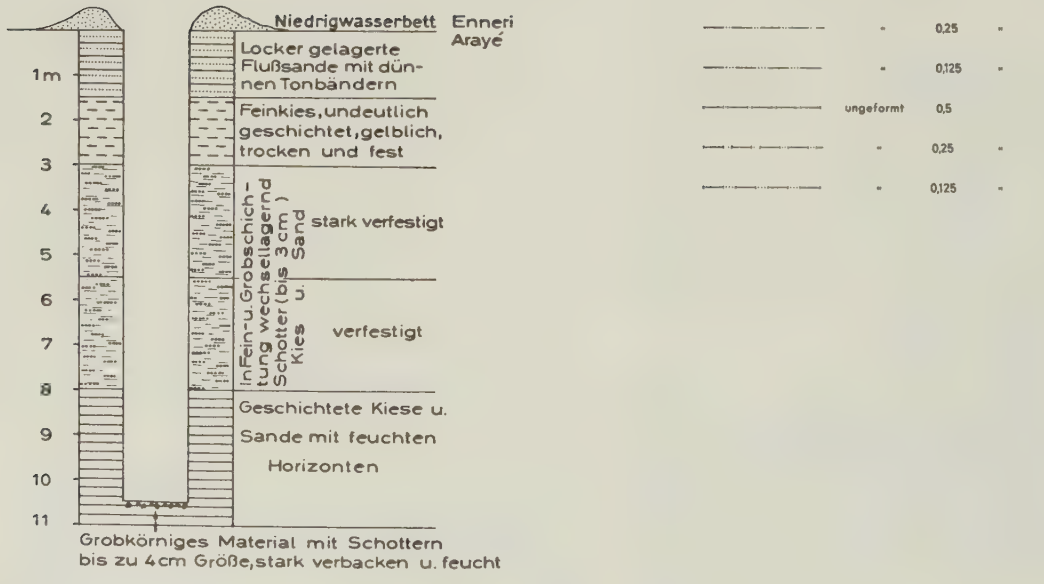


Abb. 3

Brunnenprofil des Enneri Arayé an der Mündung des Enneri Baro (km 103,2 im Nivellement)

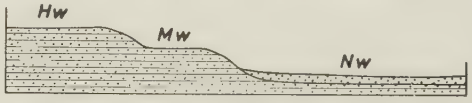
Beide Aufschlüsse lassen eine beträchtliche Akkumulationssäule erkennen: Brunnen 1, 19,25 m; 2, 10,50 m. Die Sedimente weisen unterschiedlichen Habitus nach Korngröße und Verfestigungsgrad auf, Unterschiede, die eine Parallelisierung erschweren. Sie können darauf zurückgeführt werden, daß der erste Aufschluß zum Formungsbereich des Enneri Bardagué gehört, während der zweite, im Enneri Arayé, hauptsächlich der Formung aus dem Enneri Toudoufou unterliegt. Beiden gemeinsam ist die Auflage eines hangenden Lockersedimentpaketes auf liegendem, verfestigtem Material. Dieses Paket ist 3 m bei Brunnen 1, 1,50 m bei Brunnen 2 mächtig. Berücksichtigt man, daß die erste Bohrung im Mittelwasserbett, die zweite im Niedrigwasserbett liegt, so besteht etwa der gleiche Betrag jüngster Sedimentation. Die Sprunghöhe von Niedrig- zu Mittelwasserbett beträgt in diesem Talbereich meistens 1 m. Farblich unterscheiden sich die oberen 1,5 bzw. 3 m mächtigen, unverfestigten, vornehmlich sandigen Sedimente von den darunter liegenden verfestigten. Die oberen Schichten besitzen die graue Farbe der rezenten Flußsande, während das verfestigte Material darunter bräunlich erscheint. Ich möchte deshalb annehmen, daß die letzte Erosion im Tal bis zur Oberkante der verfestigten Sedimente ausräumte und das aufliegende Lockermaterial die nachfolgende, bis zur Gegenwart erfolgte Akkumulation anzeigt. Die tiefer liegenden, verfestigten Schichten müssen einer älteren Akkumulationsphase zugeordnet werden.

Gemeinsamkeiten weisen auch die Verteilungskurven der Diagramme des von H. J. PACHUR (1966) untersuchten Materials in bezug auf äolische bzw. fluviale Formung auf. In beiden Fällen nimmt der Anteil äolisch geformten Materials nach oben zu. Das spricht für eine Akkumulation bei zunehmender Aridität. Der mit dem Trockener-Werden des Klimas in das Tibesti-Gebirge eingewehte Sand wurde zusammen mit fluvialem Material in den Enneris sedimentiert.

Für gegenwärtige Akkumulation sprechen auch folgende Befunde: PACHUR und HÖVERMANN (freundl. mündl. Mitteilung) gruben 1967 im Enneri Yebbigué den Stamm einer im Niedrigwasserbett wachsenden Tamariske bis zum Wurzelansatz aus und stellten fest, daß sie seit der Ansamung 0,60 m einsedimentiert wurde; G. JANNSEN, 1969, und D. GAVRILOVIC, 1969, maßen nach den Hochwasserabkommen von 1966 und 1968 4 cm bzw. 8 cm Akkumulation im Enneri Bardagué bei Bardai; E. BRIEM (freundl. mündl. Mitteilung) beobachtete eine lose Kies-Sandakkumulation von etwa 1,5 m Mächtigkeit im Enneri Wouri; schwach patinierte Felszeichnungen (Kameldarstellungen) werden in einer Engstrecke des Enneri Tabi verschüttet, so daß sie teilweise bereits unter dem Niveau der rezenten Talsohle liegen (vgl. Profil 1). Beobachtungen und Messungen stimmen quantitativ gut überein.

Das morphoskopische Diagramm über die Verteilung der Sedimente im Niedrigwasserbett des Enneri Bardagué von H. J. PACHUR (1966, Abb. III), die Verteilung und das Auftreten von Gefälleversteilungen in Zusammenhang mit seitlich einmündenden Tälern, die Materialverteilung im Längsprofil des Enneri Bardagué-Arayé, die konvexe Talsohle (vgl. Abb. 1, S. 14), das Vorhandensein der seitlichen Tonpfannen, die Tendenz des Bardagué, die Mündungen der kleineren Nebentäler zu verschütten und die in Schwemmfächerform auf das Hochwasserbett des Haupttales schüttenden Seitentäler sprechen jedenfalls für rezente Akkumulation in dem gesamten von mir untersuchten Talbereich.

Ich kann mich deshalb der von H. ZIEGERT geäußerten Auffassung (Vortrag im Berliner Geographischen Colloquium 1966), die gegenwärtige Formungstendenz sei im wesentlichen Erosion, nicht anschließen. ZIEGERT kommt zu diesem Ergebnis auf Grund zahlreicher Profile, die er im Herbst 1965 zwischen Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett der Enneris Bardagué, Arayé und Todoufou graben ließ. Dabei stellte er generell eine Lagerung der Sedimente fest, wie sie in Abb. 4 dargestellt ist. Es liegt nur geringe Anlagerung der Akkumulationen des Niedrigwasserbettes an die des Mittel- bzw. Hochwasserbettes vor, die Akkumulation des Hochwasserbettes reicht unter das Niedrigwasserbett. Daraus schließt er: rezent herrscht Erosion vor. Das Grabungsergebnis sagt aber nichts aus, wenn das Profil nicht über die gesamte Breite des rezenten Flußbettes gelegt wird. Wie auf Bild 6 (siehe Bildanhang) zu erkennen ist, kommen Verlagerungen der rezenten Abflußrinne vor. G. JANNSEN, 1969, zeigte, daß ein ganzes Hochwasserbett bei einem Abkommen weggespült wurde und sich die Niedrigwasserrinne dementsprechend auf die andere Talseite verlagerte. Dabei kam es zu Akkumulation auf der Talsohle. Bei solcher Formung kommt es bei Akkumulation zu dem von ZIEGERT erarbeiteten Profilbild, so daß dieses nicht der Beweis für Erosion sein kann.



Hw, Mw, Nw = Hoch-, Mittel-, Niedrigwasserbett

Charakteristisches Querprofil des rezenten Flußbettes der Enneris Bardagué, Arayé u. Toudoufou, dargestellt n. H. ZIEGERT, 1966.

Abb. 4

Das aus einer Vielzahl von Beobachtungen abgeleitete Ergebnis der rezenten Akkumulation kann auch deduktiv, aufgrund theoretischer Erwägungen, erzielt werden: der größte Teil der Niederschläge fällt in den höheren Teilen des Gebirges (über 1500 m NN). Von dort aus beginnt Wasser in den Enneris zu fließen. Je nach Dauer, Intensität und regionaler Verbreitung der Regenfälle im Gebirge kommt es zu unterschiedlich langem und weitem Abfluß in den Tälern. Da die niedrigeren Gebirgsbereiche meistens trocken bleiben, kann sich die Transportfähigkeit der Flüsse nur solange erhöhen, wie Zuflüsse erfolgen. Danach bleibt die Belastung durch Materialaufnahme aber gleich bzw. vermehrt sich durch Erosion des vorher aus einzelnen Seitentälern geschütteten Materials. Als Folge muß sich

Entlastung durch Akkumulation einstellen. Das heißt, die Tibestiflüsse vermögen bei den einzelnen Abkommen das in ihnen transportierte Material, nur auf kurze Entfernung zu verfrachten.

Gegenwärtig kommen die größeren Flüsse, wie aus der Lage der Endpfannen zu ersehen ist, nur bis zum Gebirgsrand hin ab. Zwangsläufig kann sich deshalb die fluviale Formung dieser Flüsse auch nur innerhalb des Gebirges vollziehen. Das durch die Fluten aufgenommene und transportierte Material muß daher im Gebirgsbereich bis zu den Endpfannen hin akkumuliert werden.

In dem von mir innerhalb des gesamten Talsystems als Mittel- und Unterlauf bezeichneten Enneri Bardagué-Arayé ist dementsprechend rezent Akkumulation die hauptsächliche Formungstendenz.

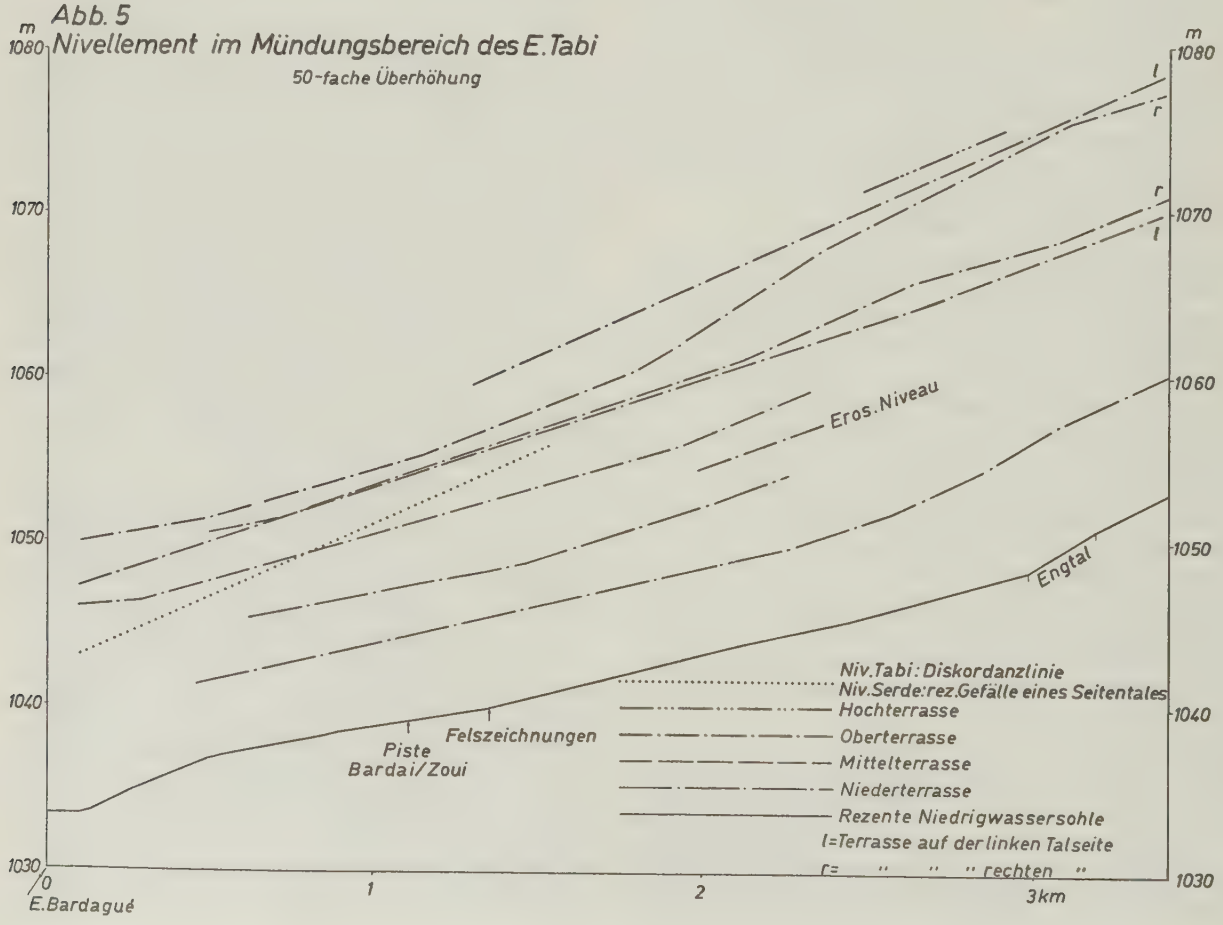
III. DIE TERRASSEN

1. Der fluviale Formenschatz in der Cuvette von Bardai

Untersuchungen zum Formenschatz des rezenten Flußbettes lieferten Werte zur Beurteilung gegenwärtig ablaufender Formungsprozesse. Sie können für das Untersuchungsgebiet als allgemeingültig betrachtet werden. Ausgang für die Rekonstruktion einer Talgeschichte müssen die prae-rezenten, älteren im Tal befindlichen Oberflächenformen sein. Sie erfuhren in gleicher oder ähnlicher Weise ihre Ausprägung. Insbesondere sind daher Terrassenformen aufschlußreich. An ihnen können Formungstendenzen abgeleitet und nachgewiesen werden.

In der Cuvette von Bardai wurde mit den Terrassenstudien des Enneri Bardagué-Arayé begonnen. Dabei zeigte sich, daß der differenziert ausgeprägte fluviale Formenschatz (vgl. Bild 9) auf das Wirken mehrerer Flüsse zurückgeht, die ihre Sedimente in verschiedenen Zeiten zur Ablagerung brachten. Es kam zur Ausbildung von Akkumulationsniveaus, den Terrassen. Ihre Konfiguration läßt die Herkunft des Materials sowohl als auch die formenden Kräfte erkennen. So war es nicht schwer, die Terrassen der Enneris Tabi, Serde und Duge gegeneinander abzugrenzen und den Einfluß des Bardagué zu bestimmen (vgl. Karte 2, Teil 1, km 0-9). Durch Vermessungsarbeiten konnte der Befund bestätigt werden. Die Terrassenflächen des Tabi und Serde besitzen gleichbleibende, den rezenten Abflußlinien dieser Enneris ähnliche Gefälleverhältnisse in den Hauptschüttungsrichtungen. Sie gehen in ihnen entsprechende Flächen des Bardagué an der Nordseite der Cuvette über. Die Gefälleverhältnisse werden in diesen Teilen vom Bardagué bestimmt (vgl. dazu Abb. 5 und 6, sowie das Nivellement, km 0-10).

Abb. 5
Nivellement im Mündungsbereich des E. Tabi
50-fache Überhöhung



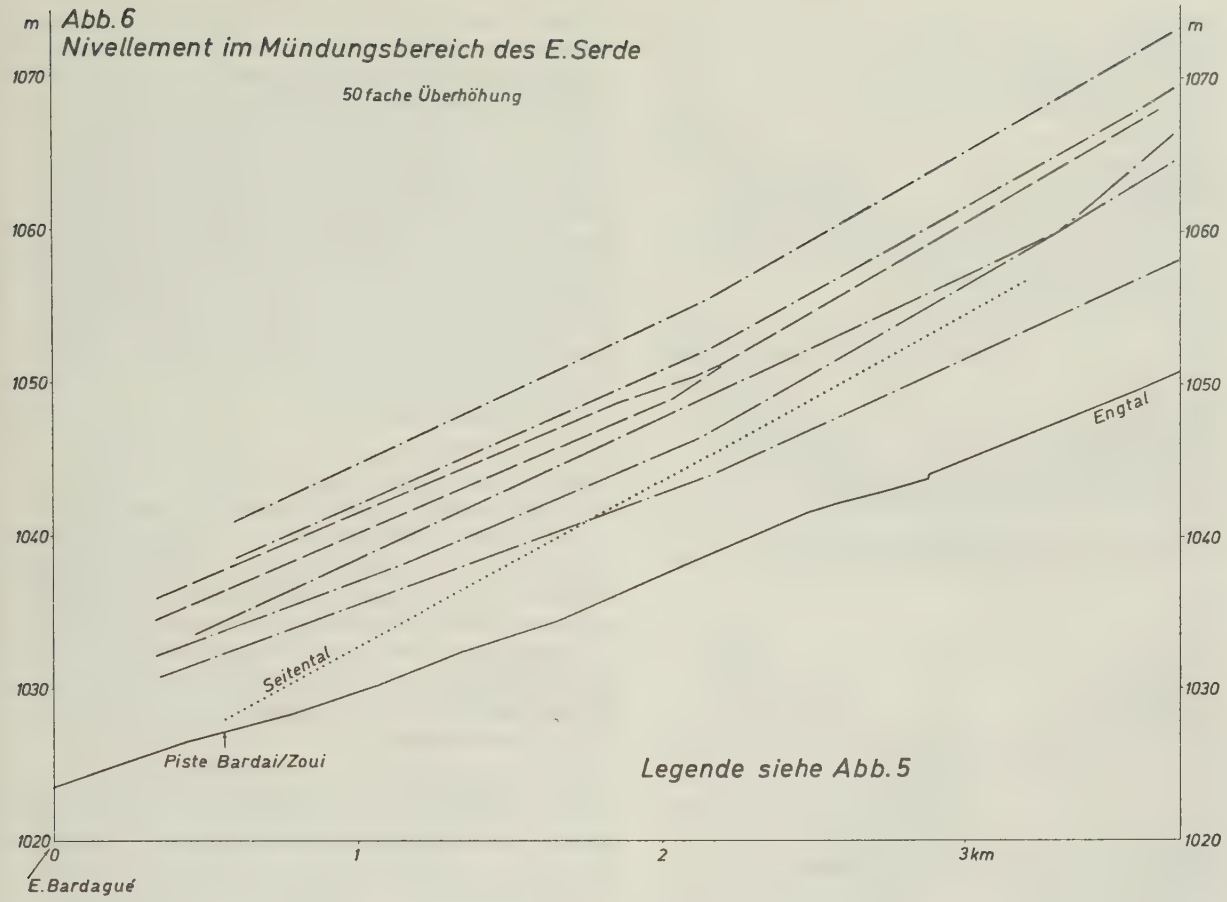


Abb. 6
Nivellement im Mündungsbereich des E. Serde

Deutlich können unterschiedlich hohe Niveaus beobachtet werden, die sich zu einem Terrassensystem zusammenfügen lassen. Vergleichen wir die im Nivellement des Enneri Bardagué (Teil 1) aus diesem Bereich wiedergegebenen Profile 1 und 2, so wird klar, daß die sich entsprechenden Flächen nicht nur morphologische Einheiten darstellen. Die Körnung der Sedimente sowie die Art und Weise ihrer Lagerung erlauben es, Aussagen über die relative zeitliche Stellung zu machen und die stattgefundenen Wechsel von Erosion und Akkumulation zu rekonstruieren.

2. Lagerungsverhältnisse und relative Chronologie der vorhandenen Akkumulationen.

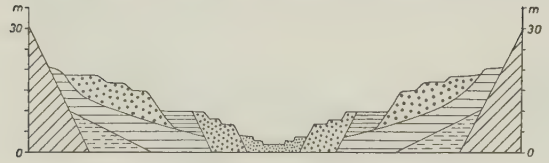
Bei der Beschreibung des rezenten Flußbettes konnte davon ausgegangen werden, daß es sich um ein Kontinuum handelt. Spezielle Neigungsverhältnisse sowie Materialzusammensetzung und -verteilung ließen sich in unmittelbarem Zusammenhang belegen. Bei der Betrachtung der Terrassen, die an vielen Stellen nur noch in Resten erhalten sind, ist der umgekehrte Weg zu gehen. Höhenlage, Art und Weise der Sedimentation sowie die Lagerungsverhältnisse müssen bestimmt werden, ehe die Fläche oder das Sediment einer bestimmten Form zugesprochen werden kann.

Des leichteren Verständnisses wegen stehen zu Beginn dieses Kapitels die schematisierten und idealisierten Querprofile des Enneri Bardagué-Arayé (vgl. Abb. 7, 8 und 9, Seite 20). Sie sollen dazu beitragen, das Ganze überschaubarer zu gestalten. Ich hoffe damit, die in der Natur oft kompliziert vorhandenen Gebilde in knapper und prägnanter Form darlegen zu können. Dabei darf von der selbstverständlichen Voraussetzung ausgegangen werden, daß die in den Profilen eingegangene Hypothese sich streng an Geländebefunden orientiert und nachgewiesen wird.

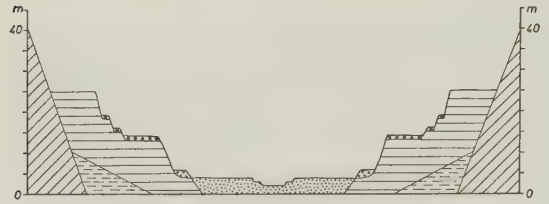
Profil I (vgl. Abb. 7) veranschaulicht die Situation im Mündungsbereich des Enneri Tabi in der Cuvette von Bardai. Es gibt mindestens 6 durch Erosionsdiskordanzen geschiedene Sedimente, die nacheinander zur Akkumulation kamen. Sie werden von mir als prae-hochterrassen, hochterrassen, ober-, mittel- und niederterrassen sowie rezente Akkumulationen bezeichnet. Bis auf die ältesten, die Prae-Hochterrassensedimente, sind alle anderen als Terrassenform noch erhalten. Den höchsten Akkumulationsbetrag erreichten die analog mit GROVE (1960) benannten Hochterrassensedimente, die von K. P. OBENAUF und mir (1967) zunächst als vulkanofluviatile Verschüttungsmassen bezeichnet wurden.

Abb. 7, 8, 9

I. Schematisches Profil des E. Bardagé bei Bardai



II. Idealprofil des unteren E. Bardagé



III. Idealprofil des E. Arayé in Höhe der Depression Ediouay

Als Terrassenfläche ist die Hochterrasse bei Bardai nur noch östlich des Enneri Tabi vorhanden (vgl. Bild 10). Sie liegt dort 23 m über dem rezenten Niedrigwasserbett des Tabi. Die Sedimente bestehen aus hellen, feinkörnigen Ablagerungen, die von zahlreichen hellen Bimsschottern durchsetzt sind. Sie sind teilweise verbacken und geschichtet. Zusammenhängend können sie über den ganzen Talbereich des Enneri verfolgt werden. Dabei ist festzustellen, daß ein älteres Sediment, dunkelbraun, geschichtet und verbacken darunter liegt (vgl. Bild 11), an das die Hochterrassensedimente diskordant anliegen. Dazwischen befindet sich stellenweise ein 15-20 cm starker, hellgrauer Tuffhorizont (vgl. Bild 12), über dem die Akkumulation der Hochterrasse, wie bei Bild 11, vornehmlich aus Bimskies und -sand besteht. An anderer Stelle reichen die Sedimente in schluffig-toniger Fazies bis unter das Niveau des rezenten Hochwasserbettes hinab. Somit ist erwiesen, daß die Akkumulation der Hochterrasse im Mündungsbereich des Enneri Tabi vor der anschließenden Zerschneidung eine Mächtigkeit von mehr als 20 m über dem Niveau des rezenten Talbodens besaß.

Die Sedimentation der Hochterrasse wurde durch das Vorkommen eines Talbasaltes unterbrochen, der aus Richtung Zoui kommend sich quer zum Talverlauf des Enneri Tabi legte (vgl. Profil 1). Er überfuhr die älteren Akkumulationen, wurde zerschnitten, und es kam zu erneuter Ablagerung von hellfarbigen Sedimenten. Das jüngere Material liegt im Niveau tiefer als das vom Basalt überfahrene. Eingelagert sind Schuttstücke des Basaltes (vgl. Bilder 13, 14), so daß diese stratigraphische Abfolge eindeutig nachgewiesen werden kann.

Gehen wir von einer primären Talbildung des Tibesti aus, so läßt sich bis zum Abschluß der Hochterrassenakkumulation folgendes feststellen: 1. Nach einer ersten Phase der Zerschneidung kommt es 2. zur Akkumulation eines Sand-Kies-Schotterkörpers, der Prae-Hochterrassenakkumulation. Einer 3. erneuten Zerschneidungsphase folgt 4. die Akkumulation der Hochterrasse, die im Bereich zwischen Bardai und Zoui durch das Vorkommen eines Talbasaltes stratigraphisch noch einmal unterschieden werden kann.

5. Nach der Sedimentation der Hochterrasse kam es wieder zu einer tiefen Zerschneidung. Sie erreichte in der Schluchtstrecke des Enneri Tabi bei Profil 1 fast das Niveau des rezenten Hochwasserbettes (vgl. Bild 13). Generell befindet sich die Diskordanzfläche zwischen Hochterrassen- und nachfolgenden Oberterrassensedimenten 3-5 m über dem Niveau des rezenten Flußbettes. Geht man von dem in Bild 10 gezeigten um 23 m hochgelegenen Terrassenrest als einem generellen Akkumulationsniveau aus, so muß ein Erosionsbetrag von mehr als 15 m angenommen werden.

6. Die Sedimentation der Oberterrasse erreichte anschließend im Enneri Tabi 22,50 m über dem Niveau des rezenten Niedrigwasserbettes. Sie führte zur Ausbildung einer weiträumigen Terrasse, die an der Oberfläche sehr grobes Schottermaterial aufweist (vgl. Bilder 9, 10 und 16). Im Aufschluß sind geschichtet, durchmischt und in Wechsellagerung Sand, Kies und Schotter zu erkennen. Sie besitzen bräunliche Farbe, sind teilweise verfestigt und haben an der Oberfläche eine Patina. Der Übergang von sandig-kiesigen Partien zur Grobschotterbedeckung auf der Fläche ist abrupt. Er wird auf veränderte Transportverhältnisse während der Akkumulation zurückzuführen sein. Die Mächtigkeit der gesamten Akkumulation ist nicht einheitlich. Sie beträgt in den Talrandbereichen oft nur wenige Dezimeter, kann aber in Talmitte zwischen 10 und 15 m liegen. Daraus geht hervor, daß die Sedimentation der Oberterrasse in die durch Zerschneidung entstandenen Hohlformen der Hochterrasse erfolgte.

7. Nach der Oberterrassenakkumulation vollzog sich wieder eine tiefe Zerschneidung, die aber nicht so weiträumig war, wie die nach der Hochterrassenakkumulation und mehr linear wirkte. Sie endete ungefähr einen Meter über dem Niveau des rezenten Hochwasserbettes und vermochte seitlich nur wenig Material auszuräumen. Dadurch blieb die Oberterrasse mit verschiedenen Erosionsniveaus gut erhalten.

8. Es setzte nach abermaligem Formungswandel die Sedimentation der Mittelterrasse ein. Das Material legte sich diskordant an die älteren Sedimente an (vgl. Bild 15) und unterscheidet sich von dem der davor abgelagerten Terrassen erheblich. Die Sedimente sind geschichtet und bestehen größtenteils aus Feinsand, Schluff und Ton.

An einigen Stellen sind vereinzelt gut gerundete helle Bimsschotter bis zu 5 cm Größe zu sehen. Die Farbe ist generell hellgrau in trockenem, ocker (nach Munsel-Soil-Color-Chart 10 YR 4/2-5/2) in feuchtem Zustand. Sie ist nicht einheitlich im Schichtpaket. Einzelne, meist nur wenige Zentimeter starke Schichten besitzen durch Einlagerung humosen Materials dunkelbraune Farbtönung. Sehr helle Bänder sind ausschließlich an Seekreidehorizonte und die Einlagerung zahlreicher Schneckenschalen gebunden (bezüglich der vorkommenden Arten vgl. Tab. 1, S. 40). Kalkgehaltsbestimmungen ergaben allgemein Werte zwischen 3 und 9 %, von den Seekreidehorizonten und schneckenreichen Schichten über 50 %. Eine Probe organischen Materials, 0,80 m unter der Oberfläche entnommen, ergab im C-14-Labor in Heidelberg ein Alter von 11 925±300 (a. b. p.) Jahren (vgl. Probe Jä. I, Tab. 2, S. 44). Im Aufschluß sind im Übergang vom Liegenden zum Hangenden an der Diskordanzfläche meist Grobschotter oder Hangschutt eingearbeitet. Darauf folgt eine horizontale Schichtlagerung, die zur Lehne hin etwas ansteigen kann. Zur Oberfläche hin nehmen kalkige Stengelverkrustungen von Schilfgewächsen zu und die Fläche wird meistens von einer dünnen Kalkkruste gebildet (vgl. dazu Bilder 18 und 31). Im Bereich des Enneri Serde schließt ein bis zu 2 m mächtiges Sand-Kies-Schotterpaket die Akkumulation nach oben hin ab, das in der Zusammensetzung der Schottergrößen mit 3-5 cm sehr einheitlich ist (vgl. Bild 16). Die gesamte Akkumulation der Mittelterrasse weist in der Talmitte Mächtigkeiten bis zu 8 m auf, sie ist aber in den Randbereichen auch mit nur wenigen Dezimetern 7-8 m über der rezenten Talsohle erhalten (vgl. Bild 17). Die Lagerungsverhältnisse zeigen also, daß es sich um eine eigenständige Akkumulation handelt. Sie wird nach C-14-Datierungen (vgl. Tab. 3, S. 44, Probe Jä. 45, H. 2937-2431: 9340±85 a. b. p.; Probe Jä. 20, Hv. 2980: 9200±95 a. b. p. und Probe Jä. 23a und b, Hv. 2981a und b: 7340±1320 a. b. p.), die Proben wurden 20 cm unter Top (Probe 45) bei km 54,3 beziehungsweise an der Oberfläche bei km 18,3 (Probe 20, vgl. Bild 18) und einer älteren Endpfannenoberfläche nördlich des Ehi Arayé (Probe Jä. 23a und b) entnommen, vor 8-9000 Jahren (a. b. p.) abgeschlossen gewesen sein (vgl. dazu auch die in Tab. 3, S. 44 angegebenen Werte der gleichwertigen Proben: 12 154 Hg 67 und Gr. 1).

9. In einer erneuten Erosionsphase schnitten sich die Flüsse bis unter das Niveau der rezenten Talsohle ein.

10. Danach erfolgte die Akkumulation der Niederterrasse. Sie legte sich diskordant an die Mittelterrassensedimente (vgl. Bild 19), wodurch der Wechsel von Erosion und Akkumulation zwischen diesen beiden Ablagerungen nachgewiesen ist. Im Aufschluß zeigt dieser Terrassenkörper nur wenig geschichtetes Material. Er besteht aus Sand, Kies und Schotter.

Eine Materialsortierung von unten nach oben ist kaum zu erkennen. Auffallend gegenüber den sonst gleichartigen Oberterrassenakkumulationen ist der höhere Anteil von Basaltschottern und das Fehlen der Grobschotterlagen an der Oberfläche. Sie wird von Material der gleichen Größenordnung gebildet, wie es im Aufschluß durchgehend zu erkennen ist. Die Niederterrasse ist als Form in mehreren Niveaus erhalten und erreicht eine Höhe bis zu 7 m über der rezenten Talsohle. Die Terrassenflächen sind mit einer dunkelbraunen Patina versehen, die sich farblich von der der Oberterrasse etwas unterscheidet.

11. In einer anschließenden Erosionsphase wurde die Niederterrasse wieder bis unter das Niveau des rezenten Flußbettes zerschnitten.

12. Für die letzte, gegenwärtige Formungsphase des Enneri Bardagué-Arayé wurde oben Akkumulation angegeben, die Sedimentmächtigkeit mit 1,5-3 m angenommen (vgl. dazu Kap. II, S. 9 ff.).

Ein Vergleich der Abbildungen 7, 8 und 9 (Seite 20) läßt Unterschiede in den Lagerungsverhältnissen von Profil II und III gegenüber den von I beschriebenen erkennen. Es wird deshalb bei der Betrachtung der Terrassen im Längsprofil zu erklären sein, was die Ursachen dieser Differenzierung sind.

3. Das Längsprofil der Terrassen im Enneri Bardagué-Arayé

a) Die Niederterrasse

Die Niederterrasse des Enneri Bardagué-Arayé ist in Resten meistens in zwei Niveaus erhalten. Sie ist als Akkumulationsterrasse sowohl als auch als Erosionsterrasse vorhanden und kann bis zu 5 Niveaus aufweisen (vgl. dazu Karte 2, Teil 1-4 und das Nivellement, Teil 1-3). Die obere Niederterrasse befindet sich in der Cuvette von Bardai je nach Lage im Talverlauf 6-8 m über dem rezenten Niedrigwasserbett, die untere in 4-5 m Höhe. Als durchlaufendes Band läßt sie sich, wenn die Sprunghöhen der einzelnen Flächenreste miteinander im Nivellement verbunden werden, bis zur Depression Ediouay verfolgen. Dort liegt sie nicht höher als 4 m über der Niedrigwassersohle, und sie ist im Enneri Arayé nördlich der Depression Ediouay nicht mehr nachzuweisen. Die Existenz der unteren Niederterrasse sowie zwischen oberer und unterer befindliche Subniveaus konnte nur bis zu Kilometer 86 nachgewiesen werden. In der Darstellung des Nivellements setzt deshalb die Linie dieser Terrasse dort aus. Da eine Überlagerung durch Sedimente des rezenten Hochwasserbettes an zwei Stellen beobachtet werden konnte (km 72 und km 140, vgl. dazu auch Bild 43), ist anzunehmen, daß Reste dieser Terrassenlinien im weiteren Talverlauf unter dem Niveau des rezenten Hochwasserbettes verborgen liegen. Durch Beobachtung wird so das Ergebnis der graphischen Analyse bestätigt — es wurden einfach die einzelnen Höhenpunkte im Nivellement miteinander verbunden — daß die Niveaus der Niederterrasse unter das Niveau des rezenten Hochwasserbettes abtauchen. Generell ist also von Bardai bis zum Gebirgsrand eine Abnahme der Sprunghöhe der Niederterrasse im Verhältnis zum rezenten Flußbett festzustellen.

Wo mehr als zwei Niederterrassenniveaus vorhanden sind, handelt es sich meistens um Erosionsterrassen. Sie

können im Anstehenden (vgl. die Profile 23, 26 und 29, in Hochterrassenakkumulationen (vgl. Profile 24, 27 und 28) aber auch in Oberterrassenakkumulationen (vgl. Profile 12, 14 und 20) ausgebildet sein. Kennzeichnend für sie ist eine nur dünne Schotterdecke über dem älteren Material des Liegenden (vgl. Bild 22). Zuweilen fehlt aber auch die. Durch Grabungen konnte in den meisten Fällen die stratigraphische Stellung der Sedimente ermittelt werden, wie es in den Profilen 12 und 20 (1400 bis 1500 m) zu sehen ist.

Als Akkumulationsterrasse ist die Niederterrasse an vielen Stellen von Bardai bis km 85 und auf der Depression Ediouay erhalten (vgl. die Profile 1-36 und 57). Dabei ist festzustellen, daß die Materialzusammensetzung in der Korngröße, bezogen auf das Tallängsprofil, mit Schottern zwischen 3 und 5 cm sehr einheitlich ist. Auf der Depression Ediouay wies sie etwas kleinere Schotter, an den Mündungen der Nebentäler Tabi und Serde (10-20 cm Durchmesser) erheblich größere auf.

Von km 85 bis zur Depression Ediouay ließen sich nur wenige Flächenreste finden. An den Talhängen sind aber immer wieder zwischen 3,5 und 4,5 m Hangknicks und an Spornen Verebnungen in dieser Höhe zu sehen, die mit den vorhandenen Flächen parallelisiert werden können.

Die flächenhafte Verbreitung der Niederterrasse ist gering. Sie bleibt auf die Mitte des Enneris am Rande des rezenten Flußbettes beschränkt und bildet meistens den Übergang zu den älteren Terrassen (vgl. Karte 2, Teil 1-3). Auffallend ist ihr guter Erhaltungszustand und das Vorhandensein von mehr als zwei Niveaus vor den Engtalstrecken bei km 56, 59 und 71 (vgl. Karte 2, Teil 2). Sie reichen dort auch etwas höher hinauf (vgl. das Nivellement), was auf Rückstauwirkung dieser Engpässe zurückgehen dürfte. Die Subniveaus können somit als Beweis einer phasenhaften Zerschneidung angesehen werden.

Das Aussetzen der Niederterrassenakkumulationen bei km 85 und das Wiedereinsetzen auf der Depression Ediouay wird die beste Erklärung darin finden, daß zwischen der Akkumulation im Oberlauf des Enneri Bardagué und der am Gebirgsrand eine längere Ausgleichs- und Durchtransportstrecke während der Erosionsphase nach der Niederterrassenentstehung bestand (vgl. dazu Abb. 12 b), das heißt sie entstanden in zeitlichem Nacheinander.

b) Die Mittelterrasse

Die Mittelterrasse konnte nicht über den gesamten Talverlauf des Enneri Bardagué beobachtet werden. Sie ist von Zoui bis zur Ebene Moragai (km 74) in ihrer spezifischen Ausprägung erhalten, danach waren keine Reste mehr zu finden. Deshalb setzt auch die Darstellung im Nivellement bei km 74 aus (vgl. Teil 2).

Als Terrasse ist die Mittelterrasse meistens in einem Niveau ausgebildet, das sich im Längsprofil gut rekonstruieren läßt. Im Bereich zwischen Enneri Serde und Enneri Duge (vgl. Niv., Teil 1, km 7-9) waren aber Flächen in drei Niveaus zu sehen. Ihre Höhenlage wurde mittels Theodolithen bei km 9 mit 6,50 m und 8,80 m sowie bei km 8,5 um 10,50 m bestimmt. In dem genau vermessenen Profil 2 (vgl. das Profil im Nivellement, Teil 1) ergaben Messungen auf der überschotterten Terrassenfläche der rechten Talflanke 10,41; 11,24; 10,74; 11,04 und 10,86 m, auf der nicht überschotterten Fläche 10,07 und 10,32 m. Für die beiden Flächen auf der linken Talseite wurden Werte von 9,99; 10,09; 9,81; 10,21; 9,61; 10,53; 10,39 und 10,40 m über dem Niveau des rezenten Niedrigwasserbettes ermittelt. Die talauf und talab von Profil 2 befindlichen Mittelterrassenflächen weisen Werte um 10 m auf, was zeigt, daß ein durchlaufendes Gefälle im Tallängsprofil vorhanden ist. Auch die Messungen bei Profil 19 (km 53,3) zeigten verschieden hohe Lage der Mittelterrassenflächen. Die im Profil (vgl. Teil 2 des Nivellements) zwischen 300 und 400 m liegende Mittelterrasse besitzt eine Höhe um 11 m, die bei 700 m um 10 m und die zwischen 2400 und 2800 m um 8 m. Das läßt vermuten, daß es während der Akkumulationsphase zu unterschiedlich mächtiger Sedimentation kam. Zugleich muß bei der 8 m Fläche im Profil 19, die mit der zwischen 3000 und 3150 m im Profil 20 gelegenen im Zusammenhang gesehen werden muß, Tieferlegung durch Denudation angenommen werden. Bei der Fläche in Profil 20 ist das jedenfalls gegeben (vgl. Bild 26). Da die zwischen Bardai und Profil 19 erhaltenen Mittelterrassenreste fast ausschließlich zwischen 6 und 7 m Höhe liegen, werden sie mit der 6,50-m-Fläche bei Kilometer 9 und der 8-m-Fläche in Profil 19 zu korrelieren sein. Ein relativer Anstieg im Verhältnis zum rezenten Niedrigwasserbett ließ sich auf der Ebene zwischen km 53 und km 70 feststellen. Die Sprunghöhe beträgt bei Profil 28 um 13 m. Offenbar ist es vor den Engtalstrecken bei km 56, 59 und 71 zu Rückstauerscheinungen gekommen, die zur Ausbildung weiträumiger Mittelterrassenflächen führten (vgl. Bilder 29 und 31 sowie Karte 2, Teil 2). Das kann bei km 59 nachgewiesen werden, wo ein Absatz von fast einem Meter zwischen den in Profil 23 vor der Engtalstrecke und in Profil 26 danach gelegenen Flächen besteht.

Die Lagerungsverhältnisse der Mittelterrasse ändern sich gegenüber den in der Cuvette von Bardai beschriebenen nicht. Ihre stratigraphische Stellung zwischen Nieder- und Oberterrasse ist im gesamten Beobachtungsbereich belegt (vgl. dazu die Bilder 19, 20, 21, 24 und 25). Sie ist stets als Akkumulationsterrasse ausgebildet. Zwischen Bardai und dem Enneri Aragoud (km 48,5) ist das für sie spezifische Sediment an mehreren Stellen bis zur Höhe des rezenten Hochwasserbettes aufgeschlossen. Das bedeutet, daß die davor stattgefundene Erosion in diesem Bereich mindestens bis dahin hinabreichte. Sehr oft liegen die Akkumulationen aber auf älteren Sedimenten auf bzw. diskordant an (vgl. Profile 12 und 14). Vor allem von km 50-74 ist das zu beobachten. Da dort sogar immer die Diskordanzfläche über dem Niveau des rezenten Hochwasserbettes vorzufinden ist (als Beispiel sei Bild 28 erwähnt), muß angenommen werden, daß die vorhergegangene Erosion in diesem Bereich über dem Niveau des Rezenten endete.

Das Akkumulationsmilieu der Mittelterrasse muß von dem aller anderen Talakkumulationen des Enneri Bar-

dagué verschieden gewesen sein. Darauf lassen die Korngrößenverteilung der Sedimente sowohl als auch die in ihnen enthaltenen Pollen und fossilen Schneckenschalen schließen (vgl. Tab. 1, S. 40). Sie müssen pluvialzeitlich sein, da gegenwärtig weder Süßwasserschnekken im Enneri Bardagué noch *Betula* und *Quercus* im Tibestigebirge vorkommen. In dem nach oben die Mittelterrassensedimente abschließenden Schotterpaket des Enneri Serde werden wir einen Wandel der Klimaverhältnisse zu sehen haben, der sich bereits vor der Zerschneidung in der unterschiedlichen Art und Weise der Sedimentation niederschlug.

Die topographische Lage der vorgefundenen Terrassenreste in Talweitungen, Hangrunsen und -nischen in Korrelation zu den ermittelten Sprunghöhen, den fossilen Pflanzenresten und Moluskenschalen sowie die Art und Weise der Sedimente lassen vermuten, daß es sich um Ablagerungen eines träge fließenden Gewässers handelt, in dem das zur Akkumulation kommende Material als Schweb mitgeführt wurde. Dabei werden die Fließgeschwindigkeit sowohl als auch die Exposition zur Hauptentwässerungsbahn Einfluß auf die Mächtigkeit der entstehenden Akkumulation gehabt haben. Aufgrund der durchgeführten Höhenmessungen ist nicht anzunehmen, daß die Akkumulation der Mittelterrasse als reiner Rückstaueffekt durch das Auftreten von Hindernissen verursacht wurde. Sie wird vielmehr als Ausdruck spezieller Abflußvorgänge zu verstehen sein. Das Aussetzen der Mittelterrasse als Form bzw. das nicht Vorhandensein der Sedimente talabwärts von km 74 muß nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen eine offene Frage bleiben.

c) Die Oberterrasse

Die Oberterrasse ist mit verschiedenen Niveaus flächenhaft am besten von allen beschriebenen Talakkumulationen des Enneri Bardagué-Arayé erhalten (vgl. Karte 2, Teil 1-4). Sie ist in Resten als durchgehendes Band von Zoui bis zum Gebirgsrand vorhanden (vgl. Nivellement, Teil 1-4) und besitzt meistens 3 Niveaus, die obere, mittlere und untere Oberterrasse. Die obere Oberterrasse liegt im Enneri Tabi bis zu 25 m über der Sohle des rezenten Niedrigwasserbettes (vgl. Abb. 5, S. 18), im Enneri Bardagué befindet sie sich in der Cuvette von Bardai 16 bis 17 m über der rezenten Talsohle. Von dort an nimmt die Sprunghöhe bis zum Gebirgsrand hin stetig ab. Auf der Depression Ediouay konnte die Höhe mit 9 m genau bestimmt werden, am Gebirgsrand beträgt sie nur noch um 6 m. Die mittlere Oberterrasse liegt generell 1-2 m tiefer. Zur unteren Oberterrasse beträgt der Abstand um 5 m. Im Enneri Arayé waren nur noch zwei Niveaus vorhanden, die als obere und mittlere Oberterrasse gedeutet wurden. Während die untere Oberterrasse als Erosionsniveau aufgefaßt werden muß, könne die mittlere und obere Oberterrasse als ehemaliges Niedrig-, Mittel- oder Hochwasserbett zur Zeit des höchsten Akkumulationsstandes verstanden werden.

Auffallend ist bei der Betrachtung der Oberterrasse im Längsprofil die unterschiedliche Mächtigkeit der Akkumulation, was in den Abbildungen 7, 8 und 9 (S. 20) bereits zum Ausdruck kam. Im Aufschluß des Enneri Tabi konnte ein 10-15 m mächtiges Sedimentpaket nachgewiesen werden. Bei den Profilen 34, 35 und 36 (km 80 bis 85) beträgt es nicht mehr als einhalb bis ein Meter. Es zeigen die Profile 40, 47 und 48 sogar nur wenige Dezimeter Auflage (vgl. Bild 35). Erst auf der Depression Ediouay ist wieder eine mehr als 5 m mächtige Akkumulation vorhanden. Sie hat sogar, wenn das Grabungsprofil bei km 134 Allgemeingültigkeit besitzt, mehr als 9 m betragen (vgl. Abb. 10).

Grabungsprofil im Hochwasserbett des E.Arayé auf der Depression Ediouay.

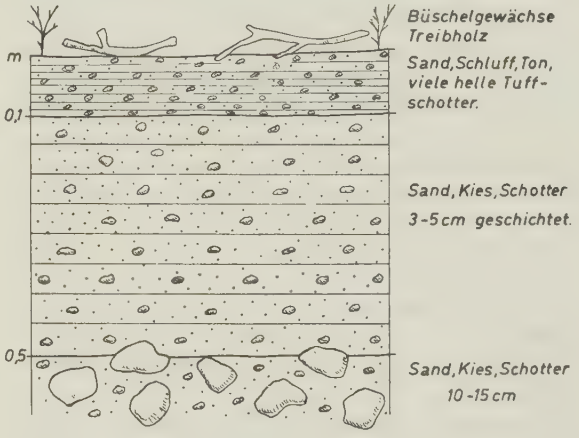


Abb. 10:

Das untere Grobschotterpaket entspricht dem der Oberterrassenakkumulation (vgl. Bild 41), das mittlere Sediment dem der Niederterrasse, die obere Schicht ist rezent.

Die Schottergrößen und die Materialzusammensetzung der Oberterrassen an der Oberfläche sowie im Terrassenkörper sind in den verschiedenen Talbereichen unterschiedlich. Bis zu km 85 finden wir die Terrassenflächen als Schotterterrassen ausgebildet, deren Schottergrößen von der Cuvette von Bardai (durchschnittliche Größe 10-15 cm Durchmesser (vgl. Bilder 9, 10 und 16), bis in den Bereich von km 85 kontinuierlich abnehmen (3-5 cm durchschnittliche Größe, vgl. Bild 36). Nur unmittelbar nach Mündungen größerer Nebentäler besteht auf kurze Strecke durch gröberes Material entsprechend den Verhältnissen des rezenten Flußbettes eine Abweichung in der allgemeinen Korngrößenverteilungskurve. Nach km 85 bilden die Oberflächen nur noch Hangschutt der begrenzenden Schieferhänge und darin eingelagerte dunkle Bimssteinschotter (vgl. Bild 35). Ab km 125 bedecken wieder Schotter die Flächen, die auf der Depression Ediouay mehr als 10 cm Durchmesser aufweisen können (vgl. Bilder 41 und 42).

Ein Vergleich der in der beschriebenen Weise differenziert ausgebildeten Terrassenflächen in bezug auf ihre räumliche Verbreitung und Erhaltung läßt einen deutlichen Unterschied erkennen. Die als Schotterterrassen vorhandenen Teile sind wesentlich besser erhalten als die nur mit Hangschutt bedeckten (vgl. Karte 2, Teil 1 bis 3). Es ist auffallend, daß die Oberterrasse von dort an kaum noch existiert, wo die Hangschuttbedeckung

beginnt und sofort im weiteren Talverlauf wieder erhalten ist, wo Schotter die Oberfläche bilden. Das mag Zweifel an der Korrelierbarkeit der verschiedenen Terrassenflächen aufkommen lassen. Die durchgeführten Höhenmessungen stimmen aber in den Übergangsbereichen von Schotter zu Hangschutt bedeckten und wieder von Hangschutt zu Schotter bedeckten Oberterrassenteilen derart gut überein, daß an der Identität kein Zweifel mehr bestehen kann. Da die Aufschlüsse die Oberterrasse in den als Schotterterrasse ausgebildeten Teilen als Akkumulations- und in den mit Hangschutt bedeckten Bereichen als Erosionsterrasse zeigen, wird das Aus- und Wiedereinsetzen der Schotterterrassen nur mit der Annahme unterschiedlich hoher fluvialer Transportbedingungen zu erklären sein.

Trägt man die Lagerungsverhältnisse der Oberterrasse in das durch Computer auf Maßstab 1 : 750 000 verkleinerte Nivellement des Enneri Bardagué-Arayé ein, wie es in Abbildung 12 d (siehe Kartentasche) geschah, so wird deutlich, daß die beiden räumlich getrennten Akkumulationsterrassenteile in zeitlichem Nacheinander entstanden sein müssen. Das heißt, die Akkumulation auf der Depression Ediouay vollzog sich erst, als die Terrasse talauf von km 85 bereits zerschnitten wurde. Hinweise dafür lassen sich aus den Akkumulationsverhältnissen der Aufschlüsse sowohl als auch in der Materialverteilung in Korrelation zu anderen Tibestiflüssen finden.

Es wurde oben (S. 20) bereits darauf hingewiesen, daß im Aufschluß der Oberterrasse vornehmlich geschichtet Sand, Kies und Schotter zu erkennen sind, die an der Oberfläche abrupt in eine Grobschotterlage übergehen. Darin ändert sich bis zu km 85 nichts. Es verändern sich nur die Korngrößenanteile zu feineren Fraktionen hin. Das gleiche berichtet K. P. OBENAUF (1969) aus den Enneris Oudingueur und Toudoufou. Auch dort war ein Ausdünnen des Sedimentpaketes im Talverlauf zu beobachten und die Oberterrasse im Bereich vor der Mündung in den Bardagué nur noch als Erosionsterrasse vorhanden. Allem Anschein nach handelt es sich demnach um eine Akkumulation, die im Tallängsprofil aufgrund räumlich begrenzter Abflußvorgänge unterschiedlich mächtig zur Ablagerung kam. Die Sedimentation vollzog sich dabei im Gebirgsinneren schneller als in den Randbereichen und setzte mangels Transportmedium bald aus. Ähnliches konnte bei den rezenten Abkommen des Enneri Bardagué 1965 beobachtet werden (siehe S. 10). Fluviale Formung ereignete sich nur auf kurze Erstreckung. Die Flut versiegte bald. Da die Oberterrassensedimente denen des rezenten Flußbettes in der Korngrößenverteilung der jeweiligen Talzone weitgehend entsprechen, dürfen gleichwertige Formungsprozesse angenommen werden.

Die Akkumulation der Oberterrasse kann demnach von Bardai bis zu km 85 als ein unter ariden Klimaverhältnissen abgelagertes Sediment betrachtet werden.

Der Übergang an der Oberfläche der Oberterrasse zu Grobschotterlagen stellt demzufolge ein Wechsel der fluvialen Transportverhältnisse dar. Während der Einschneidungsphase wurde gröberes Material flußabwärts befördert, das im Übergang vom Arid zum Pluvial zuerst noch auf der Fläche abgelagert wurde. Dabei müssen die Abflußverhältnisse der Art gewesen sein, daß Haupt- und Nebentäler gleichzeitig abkamen. Das kann aus Beobachtungen an der oberen Oberterrasse im Mündungsbereich des Enneri Küdi (km 60) und in dem des Ofouni (km 73) abgeleitet werden. Mit scharfer Grenze lassen sich dort gleichgroße Schotterakkumulationen (4-7 cm) des Haupttales von denen der Nebentäler trennen (vgl. Karte 2, Teil 2 und die Profile 24, 31 und 32). Diese Lagerung kann nur bei gleichzeitigem Abfluß entstehen. Der Bardagué muß dabei höhere Fließgeschwindigkeit als die Nebentäler besessen haben, so daß er diese abdrängte, wie es besonders gut an der Mündung des Enneri Ofouni zu sehen ist. Gegenwärtig ist das im Bereich des Rezenten nicht zu beobachten. Die Sedimente des Haupttales verzahnen sich mit denen der Nebentäler. Sie unterscheiden sich dazu in den Korngrößenanteilen. So sind durch die Materialverteilung zwar Formungsgrenzen zu erkennen, der Materialunterschied in den Korngrößen weist aber auf das zeitliche Nacheinander hin, wie es bei den rezenten Abflußverhältnissen gegeben ist.

Im Aufschluß der Schotterterrassen auf der Depression Ediouay ließ sich keinerlei Sortierung des Materials von grob zu fein oder umgekehrt feststellen. Die Terrasse wird durchgehend von groben Schottern mit eingelagerten Kiesen und Sanden aufgebaut, wie sie an der Oberfläche anzutreffen sind. Das spricht für eine Akkumulation unter gleichbleibenden Klimabedingungen. Rezent gelangt aber in diesen Bereich des Enneri Bardagué-Arayé außer leicht verschwemmbaren hellen Bimsschottern kein Grobmaterial zur Ablagerung. Die Schotterterrassen auf der Depression Ediouay können daher nur Ausdruck feuchterer Klimaverhältnisse sein, während der Schotter bis zu 20 cm Durchmesser in diese Talzone transportiert werden konnten. Ihre Entstehung muß daher in eine Pluvialzeit gestellt werden, in der die Abflußvorgänge und die damit in Zusammenhang stehende fluviale Formung um mehr als 100 Kilometer gegenüber den rezenten nach Norden reichte. Diese Terrassen stellen somit den Anfang einer aus dem Gebirge hinauswachsenden, pluvialzeitlichen Akkumulation dar, die mit zunehmender Feuchtigkeit wieder zerschnitten wurde.

Somit kann festgestellt werden, daß sich die morphologische Form der Oberterrasse des Enneri Bardagué-Arayé zwar im gesamten Talverlauf als durchgehendes Band verfolgen läßt, ihre Entstehung aber in zwei verschiedene Klimaphasen gehört. Das ist auch aus dem Verlauf der bei Bardai als unteres Oberterrassenniveau bezeichneten Fläche, die dort als Erosionsniveau erklärt wurde, zu erkennen (vgl. dazu das Niv. Teil 2, km 71).

d) Die Hochterrasse

Ein Vergleich der Profile I, II und III (S. 20) läßt erkennen, daß Akkumulationen der Hochterrasse im ganzen Talverlauf zwischen Zoui und dem Gebirgsrand vorhanden sind. Als Terrassenform ist die Hochterrasse aber nicht überall erhalten. Sie konnte mit 23 m Höhe über dem rezenten Niedrigwasserbett des Enneri Tabi

an der Ostseite der Cuvette von Bardai beobachtet werden. Im Enneri Bardagué waren sonst keine Flächen über den Niveaus der Oberterrasse bis zu km 69 zu entdecken. Es wurde deshalb auch auf die Darstellung der Hochterrasse im Nivellement bis dahin verzichtet. Ihr Sediment ist zwar mehrmals flächenhaft unter dem Niveau der oberen Oberterrasse zu erkennen, es konnte aber nicht einwandfrei nachgewiesen werden, ob es sich dabei bereits um ein Erosionsniveau oder das oberste Akkumulationsniveau dieser Terrasse handelt. Da K. P. OBENAUF (1969) Hochterrassenniveaus im Enneri Gonoa ebenso über solchen der Oberterrasse fand, darf mit hoher Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die Hochterrasse im Enneri Bardagué von Bardai bis km 69 wenig über dem Niveau der oberen Oberterrasse lag und die Sedimentflächen im Oberterrassenkörper Erosionsniveaus darstellen.

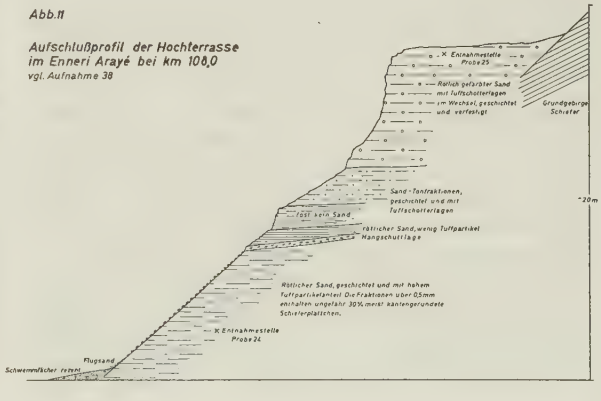
Von km 69 ab ist die Hochterrasse als Form weit verbreitet (vgl. Karte 2, Teil 2-4). Die Sprunghöhe zum Niedrigwasserbett steigt von 20 m auf ungefähr 40 m bei km 109 im obersten Niveau an und nähert sich von dort bis zum Gebirgsrand wieder auf etwa 18 m (vgl. dazu das Niv., Teil 2-4 und Bilder 32, 34 sowie 38-40). Bis zu km 109 konnten mehrere Erosionsniveaus in den Sedimenten beobachtet werden, die sich aber nicht einheitlich verfolgen ließen, danach immer nur eines. Die etwas zurückliegende Terrassenfläche bei km 119 (vgl. Bild 40) wurde mit einer Höhe von 90 m über der rezenten Talsohle vermessen. — Diese Höhe wurde im Nivellement nicht berücksichtigt, weil sie von der Situation des Nebentales bestimmt wird. — Es weicht also die Gefällelinie der Hochterrasse von denen der übrigen Terrassen erheblich ab. Ursache dafür ist das Übergreifen der Hochterrassenakkumulationen der Enneris Oudingueur und Toudoufou in den Bardaguébereich. Sie liegt dort zwischen 30 und 40 m über der rezenten Talsohle und läßt sich als durchgehendes Band bis zum Zusammenfluß von Bardagué und Toudoufou verfolgen (vgl. K. P. OBENAUF, 1969). Die Gefällekurve der Hochterrasse im Enneri Arayé ist also nichts anderes als die Fortsetzung der Terrassenlinie des Enneri Toudoufou. Der Anstieg der Terrassensprunghöhe im Enneri Bardagué ab km 69 findet seine Erklärung darin, daß einerseits in der Endphase dieser Akkumulation durch die Pässe der Nebentäler zwischen den Enneris Oudingueur und Bardagué abwärts der Tallinie Kasanato-Sourkidé (km 43) Material davon in den Bardaguébereich gelangte, was sich aufgrund der topographischen Situation (vgl. Karte 2, Teil 1) leicht nachweisen läßt, und andrerseits die rascher erfolgte Sedimentation im Enneri Toudoufou zu einem Rückstau im Bardagué führte. Mit ausschlaggebend war dafür die orographisch höhere Lage des Enneris Oudingueur, so daß die Sedimente in Schwemmfächerform in das Enneri Bardagué geschüttet werden konnten.

Die Akkumulationen der Hochterrasse sind im Enneri Bardagué-Arayé stets bis zum rezenten Flußbett aufgeschlossen. Sie bestehen vornehmlich aus feinkörnigem Material, in dem sich helle Bimsschotterlagen befinden. Die Aufschlüsse zeigen im Längsprofil des Tales keinen einheitlichen Aufbau. Sedimente, die im Bereich des Enneri Tabi zu sehen sind, bestehen zum Teil aus reinen Bimssand und -kiesschichten (vgl. Bilder 11 und 12) oder werden aus schluffig-tonigen Partien mit enthaltenen Bimsschottern, die in Linsen, geschichtet aber auch unregelmäßig auftreten können, aufgebaut. Farblich liegen sie in der Werteskala von Munsel Soil Color Chart bei 7,5 YR 4/2. Sie sind etwas rötlicher als die der Mittelterrasse und enthalten im Gegensatz zu diesen keinen Kalk. Darin stimmen alle Akkumulationsreste im Enneri Bardagué bis zu km 43 überein. Danach ändert sich die Materialzusammensetzung. Im Aufschluß wechseln sandige Schichten mit schluffig-tonigen, die kalkhaltig sind (vgl. Bilder 22 und 32 und Proben 38 und 39 a, Tab. 2, S. 42) und Bimsschotter aufweisen. Das Material der sandigen Horizonte besitzt einen hohen Anteil windgeformter Körner. Bei Bild 28 wechseln im Aufschluß Millimeter dicke Sand- und Schluffhorizonte. Trockenrisse sind zu erkennen und Störung der Lagerung. In den Randbereichen der hier ausgebildeten Ebene bauen nur sandige Horizonte das Hochterrassensediment auf. Sie bestehen aus überwiegend äolischem, verschwemmtem Sand (vgl. dazu Probe 5, Tab. 2, S. 42, km 69,5). Zur Talmitte hin finden wir die Hochterrasse bei km 81 aus nur schluffig-tonigen Lagen bis zum Top aufgebaut (vgl. Bild 32). Randlich wird dieses Paket von einem mehrere Meter dicken, äolisch geformten und fluvial nivellierten Sandpaket überlagert. Tiefgreifende Trockenrisse sind in dem etwa 20 m hohen Sediment zu sehen (vgl. Bild 33). Der Farbwert des Materials liegt bei 7,5 YR 5/4; 6 % Kalkgehalt enthielt eine Probe.

In den Aufschlüssen an der Mündung des Enneri Toudoufou sind im Material wieder vermehrt helle Tuffschotter enthalten. 1,5 bis 3 m unter der Oberfläche befindet sich ein mit dunklen bimssteinähnlichen Schottern angereicherter Horizont (vgl. Bild 34), der auch in den Terrassen des Enneri Toudoufou beobachtet wurde (K. P. OBENAUF, 1969). Zu den Talrändern hin nimmt auch hier wieder die Akkumulation mehr sandigen Habitus an und geht dort kurz vor der Oberfläche in ein reines Sandpaket über.

Abb. 11

Aufschlußprofil der Hochterrasse im Enneri Arayé bei km 108,0
vgl. Aufnahme 38



Besonders günstige Aufschlußverhältnisse liegen bei km 108 im Enneri Arayé vor (vgl. Abb. 11 und Bild 38). Es ist zu erkennen, daß es während der Akkumulation der Hochterrasse zur Ausprägung unterschiedlicher Sedimentpakete kam. Die fluvialen Transportverhältnisse können nicht gleich gewesen sein. Dafür spricht das Vorhandensein einer Hangschuttlage im Sediment sowie die Abfolge der sandigen zu mehr tonigen und reichlich tuffhaltigen Partien darüber. Die morphoskopische Sandanalyse der Proben 24 und 25 (vgl. Tab. 2, S. 42) ergaben für die basalen sowohl als auch die abdeckenden Sedimente hohen Anteil windgeformten Materials. Das läßt darauf schließen, daß diese Akkumulationen unter ariden Klimabedingungen zur Ablagerung kamen. Schieferplättchen, wie sie im basalen Sediment enthalten sind, können zudem auch auf rezenten an Hängen liegenden Dünen beobachtet werden. Das bedeutet, die klimatischen Verhältnisse zur Akkumulationszeit der Hochterrasse werden den gegenwärtigen ähnlich gewesen sein. Die Hangschuttlage darin wird Ausdruck einer zwischengeschalteten Starkregenphase sein, in der das Material von den Hängen abgespült und über das unterlagernde Sediment verschwemmt wurde. Dabei ist die Möglichkeit einer kurzen Erosionsphase nicht ausgeschlossen, was allerdings aus der Lagerung nicht zwingend hervorgeht und auch an keiner anderen Stelle zu belegen war.

Ein Blick auf Karte 2, Teil 3, zeigt, daß unterhalb des Kilometerpunktes 109 im Enneri Arayé nur noch wenige Hochterrassenreste vorhanden sind. Sie unterscheiden sich im Aufschluß von den oberhalb dieses Punktes gelegenen. Die Sedimente bestehen aus verfestigtem Sand, sind kaum geschichtet und zeigen die Tendenz zur Stufenbildung (vgl. Bilder 39 und 40). Dadurch kommt es zur Ausbildung einer steilen Stufe vor der Fläche und einem davor gelegenen Haldenhang. Im Sediment waren tiefgründige Stengelverkrustungen und Wurmbauten zu erkennen. Es entstand der Eindruck, als habe das Material Bodenbildungsprozessen unterlegen. — In Probe 8 (vgl. Tab. 2, S. 42, Entnahmestelle bei km 143) wurde 2 % Kalkgehalt gemessen. Die Farbwerte betrugen 7,5 YR 4/4 und 5 YR 4/6, was Hinweis auf eine Rotverwitterung sein könnte. Auffallend ist auch hier der hohe Anteil äolisch geformten Materials.

Da diese Aufschlüsse alle vom Haupttal weiter weg liegen, erlauben sie keinen Einblick in die unteren Sedimentschichten. Es erhebt sich deshalb die Frage, ob die tuffreichen Akkumulationen, die oberhalb des Kilometerpunktes 109 weithin anzutreffen sind, darunter liegen und diese Terrassen zur Hochterrasse gehören.

Im Verfolg der Hochterrasse des Enneri Bardagué-Arayé konnte festgestellt werden, daß das oberste Sediment dieser Terrasse häufig sandig, verbacken und rötlich verfärbt ist. Stets handelt es sich um äolisch geformtes und nachträglich verschwemmtes Material. Es ist in den Enneris Oudingueur und Toudoufou ebenso vorhanden (K. P. OBENAUF, 1969) und besitzt in den Randbereichen der Täler bis zu 10 m und mehr Mächtigkeit. Die Terrassenflächen liegen in einem Niveau, das sich mit dem im oberen Enneri Arayé erhaltenen gut korrelieren läßt. Es ist deshalb kein Grund gegeben, sie nicht mit der Hochterrasse gleichzustellen. Der unterschiedlich gute Erhaltungszustand der Terrasse vor und nach km 109 wird in der verschiedenen Widerständigkeit des Materials gegenüber der Abtragung begründet liegen. Die Aufschlußprofile zeigen jedenfalls eine solche Abhängigkeit.

Die Materialanalysen der Hochterrassenakkumulationen zeigen sehr hohen Anteil windgeformten Materials. Er beginnt in dem Bereich des Enneri Bardagué dominant zu werden, wo auch rezent Windformung stattfindet. Das zeigt, daß die Grenzzone des äolischen Reliefs zur Zeit der Hochterrassenablagerung der gegenwärtigen entsprochen haben dürfte. Ihre Entstehung ist deshalb in eine aride Phase zu stellen. Die in den Aufschlüssen der Bilder 27 und 33 vorhandenen Trockenrisse stützen diese Aussage. Der im Probenmaterial zwischen km 55 und 86 (vgl. Tab. 2, S. 42) festgestellte Kalkgehalt spricht im Zusammenhang mit den feinkörnigen Sedimenten für das Vorhandensein einer temporären Seebildung, die durch Rückstauwirkung der Sedimente aus dem Enneri Oudingueur-Toudoufou entstand. — Diese Akkumulationen können nicht mit den ebenso kalkhaltigen der Mittelterrasse gleichgestellt werden.

Die Lagerungsverhältnisse lassen im Zusammenhang nur diesen Schluß zu. Bei Profil 34 (vgl. auch Bild 36) ist die Oberterrasse in den erodierten Hochterrassenakkumulationen (Kalkgehalt: 2 %) angelegt. Die Diskordanzen der Bilder 24 und 25 zeigen die Anlagerung der Mittelterrasse an die Oberterrasse. — Das nach oben die Terrasse abschließende Sandpaket ist demnach durch Verschwemmungsprozesse im Übergang zur Feuchtzeit nivelliertes Dünenmaterial, das vor Beginn der Erosionsphase zur Ablagerung gelangte. Entsprechend des auch heute im Randbereich des Gebirges ausgedehnteren äolischen Formenschatzes besitzt dieses Sedimentpaket dort größere Mächtigkeit als im Gebirgsinnern, während die rein fluvialen, tuffreichen Akkumulationen mehr im Gebirge anzutreffen sind. Der Akkumulationsbetrag der Hochterrasse wird weitgehend von der Förderung vulkanischen Materials im Einzugsbereich des Enneri Oudingueur-Toudoufou mitbestimmt, was K. P. OBENAUF (1969) durch das Vorhandensein eingelagerter Aschen nachweisen konnte.

e) Die Prae-Hochterrassenakkumulationen

Als Terrassenform sind die Prae-Hochterrassenakkumulationen im Enneri Bardagué-Arayé nicht mehr erhalten. Es ließ sich daher für sie auch kein Längsprofil rekonstruieren.

Als eigenständiges Sediment konnte sie aber im Enneri Tabi nachgewiesen werden. Ebenso ließen sich verbackene, dunkle, durch Erosionsdiskordanz von den Hochterrassenakkumulationen getrennte Sand-Kies-Schotterablagerungen im Liegenden der Hochterrasse an der Mündung des Enneri Toudoufou beobachten. Im Aufschluß des Profils 37 (km 86,2, vgl. Teil 2 des Niv.) sind bei 2150 m und 2400 m ähnliche Sedimente zu se-

hen. Sie bestehen ausschließlich aus Material des Enneri Ofouni und müssen vor den Hochterrassenakkumulationen abgesetzt worden sein, weil es danach nicht mehr zu einer reinen Ofouni-Akkumulation hätte kommen können. Zwischen km 69 und 78 kam es zu einer Flußbettverlagerung des Bardagué in Richtung Enneri Ofouni nach der Aufschüttung der Hochterrasse, was in Karte 2, Teil 2, durch die Konfiguration und Lage der Oberterrasse bestätigt wird.

Ohne Zweifel gibt es also ein älteres fluviales Sediment als das der Hochterrasse. Ob aber die drei voneinander weit entfernt liegenden Reste miteinander korreliert werden können, ist fraglich. Vor allem auch deshalb, weil K. P. OBENAUF (1969) in seinem Arbeitsgebiet mehrere Wechsel von Erosion und Akkumulation vor der Sedimentation der Hochterrasse belegen kann. Für den Bereich des Enneri Bardagué-Arayé ist daher nach den vorliegenden Untersuchungen nur geltend zu machen, daß es mindestens eine ältere Akkumulation als die der Hochterrasse gibt.

IV. DIE ENDPFANNEN

1. Die rezenten Endpfannen

Bereits 1967 wies ich auf das Vorhandensein mehrerer dem Talsystem des Enneri Bardagué-Arayé zugehöriger Endpfannen hin. Das Ergebnis der dazu geführten Untersuchungen wurde in bezug auf die räumliche Verbreitung einzelner Bereiche in eine Karte 1 : 200 000 eingetragen (vgl. dazu Übersichtskarte 1 und Karte 3). Leider fehlte es zur Darstellung der nördlich der tschadisch-libyschen Staatsgrenze liegenden Teile an Luftbildern, die Grundlage einer genauen kartographischen Erfassung dieses Gebietes hätten sein können.

Die rezenten Endpfannen Mechi Taba und Kosa Ubdur schließen sich gleich an den Schiefergebirgsrand des Tibesti-Gebirges im Norden des Enneri Arayé an (vgl. Karte 2, Teil 4). In sie laufen sich am Gara Itana gabelnde Niedrigwasserrinnen aus. Die Pfanne von Mechi Taba begrenzt Schiefer im Süden und Granit im Norden. Kosa Ubdur ist von Granit umgeben. Unterschiede im Kleinrelief waren zu erkennen. Während sich in der Mechi-Taba-Pfanne 3 cm und breitere Trockenrisse im Boden befanden, sah ich in der von Kosa Ubdur selten breitere als 1 cm. Sie zeigten Windformung in Form eingerollter Tonhäute an, die verblasen wurden, was östlich des Gara Itana nicht beobachtet werden konnte. Der Nordost-Passat vermag sich offenbar nördlich des Ehi Tchouki in der weiten schüsselförmigen Depression, in der Kosa Ubdur eingebettet liegt, weitgehend zu entfalten. Ein Beleg dafür sind auch die beiderseits der Pfanne liegenden Dünen. Es wurde oben (vgl. S. 10) schon darauf hingewiesen, daß bei den verschiedenen die Endpfanne erreichenden Abkommen des Enneri Arayé nicht immer beide Pfannen überflutet wurden. Die Trockenrisse können daher einerseits Ausdruck verschieden starker und intensiver Durchfeuchtung des Bodens sein, andererseits unterschiedliches Verhalten gegenüber Versickerungen des Wassers anzeigen. In der Pfanne Mechi Taba befinden sich mehrere Brunnen, in denen der Grundwasserspiegel am 5. 10. 1967 6,20 m unter der Oberfläche lag. Ähnliches ließ sich in Kosa Ubdur nicht feststellen. Ebenso fehlen nördlich des Ehi Tchouki und im Bereich von Latama anstehende Gesteinshöcker in der Pfanne, die in der von Mechi Taba vorkommen (vgl. Bild 1). Vor allem zum Rande hin weg von den vornehmlich in der Mitte abgelagerten Hochschlammen, zeigt sich eine Differenzierung. Mechi Taba besitzt einen dichten Tamariskensaum ringsherum, dessen Gehölz in der äußersten Umrandung abgestorben ist. Daran schließt sich an der südwestlichen Seite des nach Südosten weisenden Armes bei Profil 60 ein breites Tuffschotter-Holzpacklager an, das seitlich mit Hangschutt verzahnt ist (vgl. Bild 44). Außer den bereits erwähnten Verebenungen 6 bis 7 m über dem Pfannenboden konnte kein höher gelegenes Akkumulationsniveau ermittelt werden.

In der Pfanne um und nördlich des Ehi Tchouki wachsen am Rande keine Holzgewächse. Es fehlten 1965 auch die Treibholzansammlungen. Im Bereich von Kosa Ubdur wuchsen aber in breitem Saum *Zilla Spinosa* und andere Büschelgewächse. Außerdem ließ sich ein um 1 m hoch liegender Randsaum beobachten, der prärezent ist. Er wird aus tonig-mergeligem Material mit zahlreichen hellen Tuffschottereinschlüssen aufgebaut. Vereinzelt befinden sich bis zu 20 cm große, dunkle, vulkanische Bimssteinschotter darin. Dieses Sediment konnte auch im Dünenfeld westlich Latama studiert werden, wo es durch Ausblasung zur Bildung von Yardangformen kam. Da die Dünenfront westlich der Endpfanne Latama—Kosa Ubdur als in sich geschlossen betrachtet werden muß, ist erwiesen, daß das höhere Niveau in der Anlage älter als rezent ist, da es gegenwärtig nicht mehr von Fluten erreicht werden kann. Nur dort, wo die Ausblasung weit fortgeschritten ist und sich kein äolischer Sand hielt, greift die Fläche der rezenten Pfanne zungenförmig in den Bereich des älteren Niveaus aus. Die ursprüngliche Höhe des Niveaus kann man am Südrand des Ehi Tchouki ablesen, wo ein toniges, helles Sediment bis zu 2 m über der Endpfannenfläche von einem Schuttfächer abgedeckt und konserviert wurde. Dieser Schuttfächer erfuhr fluviale, seitliche Erosion, was darauf schließen läßt, daß im Bereich des Ehi Tchouki einmal die Fließgeschwindigkeit des Wassers noch hoch genug war, um seitliche Erosion leisten zu können. Die Oberflächenformen in der Nähe des Ehi Tchouki lassen aber erkennen, daß solche Formung rezent nicht erfolgt. Es können die Anrisse am Ehi Tchouki daher nur einer Zeit zugesprochen werden, in der die Fluten des Enneri Bardagué-Arayé weiter nach Norden flossen, als es heute der Fall ist.

Nach Norden begrenzt gegenwärtig ein 4 bis 5 m hohes, mäßig gewelltes Dünenfeld die Endpfanne Kosa Ubdur.

Dadurch wird ein Weiterfließen des Wassers verhindert. Aneroidbarometer-Höhenmessungen zeigen aber Richtung Norden eine kontinuierliche Abnahme der absoluten Höhe über NN an. Deshalb gibt es für die rezente Lage der Endpfannen nur die Erklärung: sie ist Ausdruck der zur Zeit herrschenden Niederschlagsverhältnisse. Im Gebirge fällt nur so viel Regen, daß die Flüsse gerade bis zur Endpfanne vorzudringen vermögen. Auch seltene, größere Abkommen sind nicht in der Lage, die Sandanhäufung nördlich der Endpfanne zu durchbrechen.

2. Die ältere Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Hinter dem zwischen der Endpfanne Kosa Ubdur und dem Ehi Arayé liegenden Dünenfeld schließt sich nordwärts ein zusammenhängender Endpfannenbereich an. Seine Begrenzung kann nicht exakt bestimmt werden, weil Teile davon von Dünen verdeckt sind. Nachdem es durch eine 14-C-Datierung von Holz einer dort stehenden, abgestorbenen Tamariske gelang, das Alter von 1575±95 Jahren (b. p. zu ermitteln[8] (vgl. Tab. 3, S. 44), ist nachgewiesen, daß dieser Endpfannenbereich zu einer älteren Formungsphase gehört. Rezent wachsen dort keine Holzgewächse. Nach dem Absterben des Baumes setzte die Winderosion ein, die an einigen Stellen mehrere Meter beträgt (vgl. Bilder 45, 46 und 48). Die dadurch enstandenen Aufschlüsse lassen die Akkumulationsverhältnisse erkennen. Für den Bereich nördlich des Ehi Arayé läßt sich daher folgendes rekonstruieren: An ein Sand-, Kies-, Schottersediment, das flächenhaft ausgebildet war und anerodiert wurde, wurde ein toniges Sediment abgelagert, das ungefähr die Höhe der älteren Sand-, Kies-, Schotterakkumulationen erreichte. Es bildete sich über beiden eine Kruste aus, die nach einer C-14-Datierung mit 7340±1320 a. b. p. (vgl. Tab. 3, S. 44, Probe Hv. 2981 a und b) altersmäßig bestimmt werden konnte. Darüber gelangte erneut ein toniges Sediment zur Ablagerung, das vereinzelt gut gerundete Vulkanite in sich birgt (vgl. Bild 49). Auf den Tonakkumulationen samten sich Tamarisken an, die vor etwa 1575 Jahren wuchsen. Vor dem Tamariskenwachstum scheint es noch einmal eine trockene Phase gegeben zu haben, in der es zu Deflationserscheinungen kam, die noch einmal von einer Periode fluvialer Akkumulation abgelöst wurde. Danach — so dürfen wir annehmen — reichte die Feuchtigkeit zum Wachstum von Tamarisken nicht mehr aus. Sie starben ab. Es setzte die Deflation ein. Sie legte die in den Tonakkumulationen enthaltenen dunklen Schotter frei, d. h. die Schotter bleiben auf der Deflationsfläche liegen, während das feinere Material hinweggeführt wird. Sie verursachen den Eindruck, als ob es sich um eine nach oben abschließende Schotterakkumulation handle (vgl. Bild 50). Ihr Vorhandensein erleichtert, das Ausmaß dieses Endpfannenbereiches abzugrenzen.

Ein im Sand-Kies-Sediment an der Grenzfläche zu dem abdeckenden Tonsediment gefundenes Wurzelstück, das von den jüngeren Tonschichten gekappt wurde, besaß nach einer 14-C-Datierung ein Alter von 4060±165 Jahren b. p. (Probe Hv. 2261)[9]. Die Fundumstände erlauben somit eine Aussage über den frühesten Zeitpunkt der jüngeren Tonakkumulation treffen zu können. Er lag bei 4060±165 Jahren, das Ende bei ungefähr 1600 Jahren b. p. Die Mächtigkeit des Tonsedimentpaketes über der Schotterfläche betrug um 3 m. D. h. innerhalb des Zwischenraumes von etwa 2500 Jahren gelangten ungefähr 3 m tonige mit Tuffschottern versetzte Akkumulationen nördlich des Ehi Arayé zur Ablagerung.

Vergleichen wir die aus dem hier beschriebenen Endpfannenbereich ermittelten Altersangaben mit denen der im Gebirge aus den Enneris Direnao und Bardagué gewonnenen Werte, so ergibt sich, die Tonpfanne nördlich des Ehi Arayé muß als Endpfanne des Enneri Bardagué-Arayé zeitlich in die Erosionsphase nach der Niederterrassenakkumulation gestellt werden. Dieser Schluß stützt sich vor allem auf die durch die Datierung des von GABRIEL in der untersten, prärezenten und mit Patina versehenen Schotterterrasse gefundenen Elefantenknochens.

Die unter der jüngeren, tonigen Akkumulation in der Endpfanne nördlich des Ehi Arayé liegenden tonigen Sedimente sowie die Sand-, Kies-, Schottersedimente müssen älteren (mindestens 7340±1320 a. b. p., vgl. Tab. 3, S. 44, Probe Hv. 2981 a und b) Akkumulationsphasen zugeordnet werden.

Diese ältere Endpfanne nördlich des Ehi Arayé wird in der von französischen Wissenschaftlern herausgegebenen Karte 1 : 200 000, Blatt Arayé[10], nördlich des 9 km vom Ehi Arayé entfernten Berges als „zone d'inondation" bezeichnet. Sie ist als Oberflächenform auch heute noch das, was man sich schlechthin als Endpfanne vorstellt: eine weitgespannte, mit sanften Hängen versehene und Tonsedimenten verkleidete Wanne, deren Begrenzung sich durch die Form gegenüber dem umliegenden Areal unmittelbar bestimmen läßt. Genauere Untersuchungen lassen aber erkennen, daß die für sie typischen Sedimente weiter verbreitet sind als eine erste oberflächliche Betrachtung vermuten läßt. Es muß der oben beschriebene Bereich nördlich des Ehi Arayé und Teile, die rezent von Dünen verdeckt sind, dazugerechnet werden. Die seitliche Begrenzung bildet auch hier, wie bei der Endpfanne Kosa Ubdur, anstehender Granit. Nach Norden und Nordwesten sind es aber Schiefer und Schotterakkumulationen, die randlich die Pfanne begrenzen. Die Schotterakkumulationen gleichen

8 Das Material für die 14-C-Datierung wurde von der Basis eines Tamariskenzweigpolsters entnommen, das sich unter einem Baum bildete (vgl. Bilder 45 und 49). Da Tamarisken während des Wachstums ständig Zweige abwerfen und auf dem sich bildenden Polster zu Hügeln über das ursprüngliche Niveau hinaus wachsen, scheint mir durch die Probenentnahme das Alter der Tamariske als Jungpflanze bestimmt. Wir erhalten damit eine ungefähre Zeitmarke für das Ende der fluvialen Akkumulation in diesem Bereich.

9 Die Wurzel wurde von K. SOMMER 1967 gefunden und mir dankenswerter Weise für die 14-C-Datierung zur Verfügung gestellt.

10 In der Karte 1 : 200 000 wird der Berg als „Aray", in der Karte 1 : 1 000 000, Blatt Djado, des IGN. als „Arayé" bezeichnet. Diese unterschiedliche Sprechweise geht wohl auf Befragung verschiedener Tubus zurück.

denen nördlich des Ehi Arayé beschriebenen und dort von Tonsedimenten verdeckten Ablagerungen sehr, so daß sie mit ihnen parallelisiert werden können. In der Karte (vgl. Karte 3) ist die Verbreitung der Schotterakkumulationen eingetragen. Sie lassen sich über die heutige tchadisch-libysche Staatsgrenze hinaus verfolgen und stellen sich als ein vielfach verzweigtes System von Akkumulationsdämmen dar. Im Luftbild betrachtet vermittelt das Relief den Eindruck einer Schwemmlandebene mit anastomisierendem Gewässernetz. Die Sand-, Kies-, Schotterbänke, die das gleiche Aussehen wie die der Oberterrasse auf der Foschi nahen Ebene von km 50 bis 60 im Enneri Bardagué besitzen, deute ich als Uferdämme eines Flußsystems. Die Höhe dieser Dämme im Verhältnis zur Umgebung kann 1 m, aber auch mehr betragen (vgl. Bild 51). Interessanterweise liegen unter diesen Sand-, Kies-, Schotterbänken helle, feinkörnige Sedimente mit zahlreichen Tuffschotterlagen, wie sie in der Endpfanne der Niederterrasse, in den rezenten Hochwasserakkumulationen des Enneri Arayé und dem Terrassenkörper der Hochterrasse vorkommen. Da die Schotterbänke auf den hellen Akkumulationen immer feinkörniger werden, je weiter der Abstand vom Gebirge wird, die tonigen Sedimente aber immer darunter anzutreffen sind, konstatiere ich folgende Abfolge der Sedimentation:

Auf das basale, tonige Sediment, das von den bisher beschriebenen Akkumulationen am weitesten vom Gebirgsrand entfernt zur Ablagerung kam, folgt eine Sand-, Kies-, Schotterakkumulation, die in der Korngrößenverteilung mit dem Abstand vom Gebirge feiner wird und in der Mächtigkeit abnimmt. Daran und darauf legen sich wieder helle, feinkörnige, dem basalen sehr ähnliche Sedimente. Das jüngere deckt sich in der flächenhaften Ausdehnung weitgehend mit dem als Niederterrassenendphase bezeichneten Areal.

3. Fluviale Akkumulationen auf der Serir Tibesti

Aufschlußreich in bezug auf fluviale Akkumulationen des Enneri Bardagué-Arayé auf der Serir Tibesti war meine zweite, 1967 durchgeführte Afrikareise. Die Anreise nach Bardai wurde quer über die Serir Tibesti vorgenommen. Schon vorher lenkte das Studium eines von der NASA veröffentlichten Gemini-Photos die Aufmerksamkeit auf dieses Gebiet. Ein dunkler Streifen zieht sich auf dem Bild von den Endpfannen des Enneri Bardagué-Arayé nach Norden, vereint sich mit einem solchen aus dem Bereich des Enneri Yebbigué und verläuft quer über die Serir Tibesti nach Nordosten. Er vereint sich mit einem breiten Saum aus dem Gebel Eghei und weist danach Richtung Rebiana Sand-See weiter zum Syrte-Bogen. Es bestätigt sich die Hypothese, das dunkle Band auf dem Bild müsse Ausdruck eines aus dem Tibesti-Gebirge und dem Gebel Eghei kommenden Flußsystems sein, dessen Akkumulationsformen sich von den übrigen Gebieten farblich unterscheiden. Wir fanden Sand-, Kies-, Schotterbänke ähnlicher Art, wie ich sie oben beschrieb (vgl. dazu H. J. PACHUR, Arbeit in Vorbereitung). Ein entscheidender Unterschied zeigte sich aber in der Schotterzusammensetzung zu dem im Endpfannenbereich des Enneri Bardagué-Arayé gefundenen Schotterbänken. Sie bestand vornehmlich aus Quarziten, Sandstein, Granit, Schiefer und anderen, die älteren Bereiche des Tibestigebirges aufbauenden Gesteinen. Es fehlten die in Gebirgsnähe häufig vertretenen Vulkanitschotter jeglicher Art, auch die sehr leicht verschwemmbaren hellen Tuffschotter, die, eingeschlossen in die tonige Matrix, während der von Bardai aus durchgeführten Untersuchungen am weitesten nördlich von allen Talakkumulationen aufgefunden wurden. Da es einen genau abgrenzbaren Bereich der untersten Tonsedimente nach Norden gibt, müssen die fluvialen Akkumulationen nördlich davon, auf der Serir Tibesti, älter als die Ton-Tuffschottersedimente sein.

Gehen wir von der Materialverbreitung fluvialer Akkumulation im Endpfannenbereich des Enneri Bardagué-Arayé sowohl als auch auf der Serir Tibesti aus, und beachten wir die jeweils erreichte Entfernung der verschiedenartigen Sedimente vom Gebirgsrand, so läßt sich entsprechend der Feststellung, Ausdehnung und Mächtigkeit fluvialer Formen im Vorland des Gebirges sei ein Spiegelbild der im Gebirge herrschenden Niederschlagsverhältnisse, schließen: die älteren Akkumulationen entstammen feuchteren Klimaperioden als die jüngeren.

V. VERSUCH EINER PARALLELISIERUNG DER TERRASSEN UND ENDPFANNEN

Die rezenten Endpfannen des Enneri Bardagué-Arayé, Kosa Ubdur und Meschitaba, befinden sich unmittelbar am Gebirgsrand des Tibesti (vgl. Karte 2 und 3). An die Pfanne von Kosa Ubdur schließt sich nordwärts ein älterer Endpfannenbereich an, dessen Pfannenform nördlich des Ehi Arayé noch gut erhalten ist. Dieser endet an einem von zahlreichen Sand-Kies-Schotterbänken durchzogenen Akkumulationsgebiet, das als Liegendes helle, feinkörnige mit Tuffschottern durchsetzte Sedimente aufweist. Es geht in eine erneute, von H. J. PACHUR (1969) entdeckte Endpfanne über. Ihr folgen dann nach Norden fluviale Sand-Kies-Schotterakkumulationen, die sich quer über die Serir Tibesti bis zur Rebiana Sand-See nachweisen lassen. Randlich liegt westwärts des Überschotterungsbereiches nördlich der bei 22° 50′ liegenden Basaltdecke (in Karte 3 nicht mehr sichtbar) ein nicht überlagerter, feinkörniger Akkumulationsbereich, der mit den hellen Sedimenten unter den Schotterbänken zusammenhängt.

Es sind also drei (mit den rezenten) Endpfannen- und drei voneinander verschieden ausgeprägte fluviale Akkumulationsräume am Nordrand des Tibesti und auf der Serir Tibesti vorhanden, die ihre Entstehung Formungsprozessen aus dem Enneri Bardagué-Arayé verdanken.

Ihnen stehen im Gebirge die rezenten Akkumulationen, die der Nieder-, Mittel-, Ober- und Hochterrasse sowie die Prae-Hochterrassensedimente gegenüber, die durch dazwischenliegende Erosionsphasen getrennt sind.

Die Akkumulationen der Ober- sowie die der Hochterrasse wurden im Gebirge als unter ariden, ähnlich den gegenwärtigen Klimaverhältnissen abgelagerte Sedimente bezeichnet. Erosionsphasen müssen daher Perioden höherer Niederschlagsmengen gewesen sein. Sie werden durch die gegenüber der rezenten weit nach Norden verschobene fluviale Formungszone belegt, in der die älteren Endpfannensedimente zur Ablagerung kamen. Das bedeutet, daß Endpfannen- und Terrassensedimente streng genommen nicht korrelierbar sind, da beide nicht gleichzeitig entstehen konnten. Mit den Terrassen können deshalb nur die während ihrer Zerschneidung, in den Pluvialen verursachten Akkumulationen im Gebirgsvorland korreliert werden. Akkumulation und Erosion, die zur Ausbildung einer Terrasse als Form führen, sind in diesem Sinne als Einheit zu betrachten [11].

Die prae-rezente Endpfanne nördlich des Ehi Arayé wurde bereits oben (vgl. S. 28) als Endpfanne während der Einschneidungsphase der Niederterrasse bezeichnet. Als Beleg ließen sich dafür C-14-Altersbestimmungen anführen. Die Aussage wird durch einen Formenvergleich der letzten im Tal beobachteten, auf der Depression Ediouay liegenden Niederterrassen mit denen des rezenten Flußbettes bestätigt. Diese Terrassen liegen vom äußersten Punkt der prae-rezenten Endpfanne 80 km entfernt. Geht man von der äußersten Begrenzung der rezenten Endpfanne, Kosa Ubdur, 80 km talaufwärts, so gelangt man im Enneri Arayé bei Kilometerpunkt 100 fast bis zur Mündung des Enneri Toudoufou. Die Akkumulation des rezenten Flußbettes ähnelt dort im Hochwasserbett in der Korngrößenverteilung denen der Niederterrasse auf der Depression Ediouay. Wenn die Anwendung des Aktualitätsprinzips in dieser Weise auch mit Vorbehalt zu beurteilen ist, so stimmt das Ergebnis doch recht gut mit dem der C-14-Analysen überein.

Sucht man im rezenten Flußbett, analog dem oben angewandten Prinzip, ähnlich große Schotter im Enneri Bardagué-Arayé, wie sie die Oberterrasse auf der Depression Ediouay aufbauen, so kommt man bis zur Mündung des Enneri Gonoa zurück (Schotter dieser Größenordnung liegen zwischen km 26 und 35). Die rezente Endpfanne liegt davon in der äußersten Begrenzung 150 km entfernt. Eine zur Oberterrasse gehörige Endpfanne müßte demnach um 150 km nördlich der Depression Ediouay liegen. Die von H. J. PACHUR entdeckte liegt etwa 190 km davon entfernt (vgl. Abb. 12). Sie wird als Endpfanne der Pluvialzeit nach der Oberterrasse angesehen werden können. Zwischen dieser Endpfanne und der der Niederterrasse liegen die erwähnten Sand-Kies-Schotterakkumulationen. Sie lassen sich mit dem rekonstruierten Gefälle der Oberterrasse gut korrelieren, was ein weiterer Hinweis dafür ist, daß es sich dabei um die Sedimente des Oberterrassenpluvials handelt.

Die Endpfanne zur Mittelterrasse, deren Sedimente im Gebirge als feuchtzeitlich bezeichnet wurden, sollte zwischen den beiden Pfannen zu suchen sein. Hinweise dafür ließen sich aber nicht finden. Ich vermute deshalb, daß sie mit dem Areal der Niederterrassenendpfanne identisch ist, weil sonst keine der für sie charakteristischen Sedimente die älteren Schotterakkumulationen des Oberterrassenpluvials auf der Serir Tibesti überlagern. Hinweise dafür geben die C-14-Datierungen der bereits oben beschriebenen Kruste (Probe Hv. 2981 a und b, 7340±1320 a. b. p.) und eines in den Sedimenten gefundenen Humanskelettes (Probe Hv. 2195, 6930±370 a. b. p. vgl. Tab. 3, S. 44 und Bild 53) [12].

Berücksichtigt man, daß bei derartigem (Knochen) Analysenmaterial die C-14-Datierung stets nur Minimalalter ergibt, so liegt auch der Wert der Probe Hv. 2195 schon bei geringem Fehler in der Altersbestimmung in der für die Mittelterrasse durch C-14-Werte belegten Akkumulationszeit von 15 000-8 000 Jahren b. p. (vgl. S. 21).

Das hellfarbige, feinkörnige Sediment unter den Sand-Kies-Schotterbänken auf der Serir Tibesti ist demnach in das Pluvial nach der Hochterrasse zu stellen. Darauf weisen die zahlreichen im Sediment enthaltenen Tuffschotter hin, die sich jedenfalls ohne Schwierigkeit als erodierte Hochterrassenakkumulationen erklären lassen.

Die auf der Serir Tibesti anzutreffenden Schotterakkumulationen, die sich bis zur Rebiana Sand-See verfolgen lassen, halte ich als zur primären Talbildungsperiode gehörig.

Bei der Parallelisierung der Gebirgs- und Vorlandakkumulationen bleibt eine Lücke bestehen. Es fehlt scheinbar das nach der Prae-Hochterrasse im Gebirge ausgeräumte Sediment im Endpfannenbereich. Die Wahrscheinlichkeit ist aber groß, daß dieses Sediment, da es mit zum ältesten gezählt werden muß, im Endpfannenbereich nicht aufgeschlossen daliegt oder wegen gleichartigem Habitus mit jüngeren Ablagerungen nicht erkannt wurde.

Die aus dem Gebel Eghei und dem Tibestigebirge auf die Serir Tibesti verschwemmten zur Rebiana Sand-See und zum Syrtebogen weisenden Sedimente liegen zum Teil auf marinen eozänen Schichten auf. Sie müssen deshalb auf jeden Fall jünger als eozän sein.

---

11 J. CHAVAILLON (1964) benutzt den Begriff des Terrassenzyklus, der beide Formungsphasen umfaßt. Aus seinen Darlegungen geht aber nicht klar hervor, ob der Begriff neben den Formungserscheinungen im Querprofil auch die damit in Verbindung stehenden unterschiedlich weit wirkenden fluvialen Prozesse im Längsprofil einschließt.

12 Dem Fund kommt neben der Altersbestimmung noch insofern erhöhte Bedeutung zu, weil er gleichzeitig dem Individuum beigelegter oder getragener Schmuck zu Tage förderte (vgl. Bild 54). Das Skelett wurde am Institut für Anthropologie der Freien Universität Berlin von Herrn Prof. BUCHI bestimmt. Das Ergebnis lautet: Es handelt sich um ein menschliches Individuum männlichen Geschlechts von etwa 1,59 m Größe, 30-35jährigem Alter und Prognathie (vorstehender, negroider Kieferform).

VI. DIE ENTSTEHUNG DER TERRASSEN UND IHRE ZEITLICHE STELLUNG

In den vorangegangenen Kapiteln dieser Arbeit wurde dargelegt, daß es verschieden hohe fluviale Terrassen im Bereich des Enneri Bardagué-Arayé gibt, die im Wechsel von Akkumulation und Erosion entstanden. Es konnte dabei eine Verarmung des fluvialen Formenschatzes im Talverlauf von Bardai bis zu den rezenten Endpfannen aufgezeigt werden, die den Verhältnissen anderer Täler des Tibesti-Gebirges entspricht (vgl. K. P. OBENAUF, 1969). Es sei deshalb noch einmal auf das Nivellement und die dazugehörigen Querprofile verwiesen. Zur besseren Übersicht wurden die schematischen Querprofile I, II, III (vgl. S. 20) entworfen. In ihnen ist die Abfolge der Akkumulationen zu erkennen. Da sie nicht in allen Talbereichen gleich ist, wird es gut sein, die relative Chronologie der Terrassen in der Cuvette von Bardai (vgl. Profil I, S. 20) zu wiederholen, da dort die Akkumulationsverhältnisse am differenziertesten aufgeschlossen sind. Danach läßt sich folgendes Bild rekonstruieren:

1. Nach einer primären Einschneidungsphase wurden die

2. von mir als prae-hochterrassenzeitlich bezeichneten Sand-, Kies-, Schotterakkumulationen abgelagert. Dieses unterste, aufgeschlossene Sediment ist geschichtet und verbacken. Es wird teilweise von jüngerem Basalt überlagert.

3. Es folgte eine Phase der Zerschneidung, die unter das Niveau der rezenten Talsohle hinabreichte.

4. In einer erneuten Akkumulationsphase gelangten helle, ockerfarbene Sedimente zur Ablagerung, die im unteren Bardagué und oberen Enneri Arayé bis zu 40 m und mehr relative Sprunghöhe, auf das rezente Niedrigwasserbett bezogen, erreichten. Sie bauen die Hochterrasse auf. Das Material ist geschichtet und enthält vornehmlich aus Tuffen stammende Sande, Kiese und Schotter. Stellenweise herrschen Ton- und Schlufffraktionen vor. Zum Gebirgsrand hin nimmt der Anteil äolisch geformten Sandes zu. In den obersten Horizonten befinden sich, vor allem im Mündungsbereich des Enneri Toudoufou, gut gerundete, dunkle Bimssteinschotter. Abgedeckt und abgeschlossen wird diese Akkumulation von Schichten sandiger Fazies, die zum Gebirgsrand hin an Mächtigkeit zunehmen. Die Sedimentmächtigkeit der Gesamtakkumulation ist im Enneri Bardagué-Arayé nicht einheitlich. Sie ist zwischen Bardai und dem Enneri Kasanato geringer als in den danach von den Enneris Oudingueur und Toudoufou mitbestimmten Talbereichen (vgl. Abb. 12 e). Da es K. P. OBENAUF (1969) gelang, darin vulkanische Ascheneinlagerungen nachzuweisen, wurde diese Akkumulation als weitgehend vom Vulkanismus bestimmt erklärt, dessen Hauptförderung im Bereich des Tarso Toussidé lag.

5. Eine darauf folgende Erosionsphase zerschnitt die Hochterrasse. Sie erreichte nicht die Tiefe der rezenten Talsohle. Ihr unterstes Niveau lag in der Cuvette von Bardai 1 bis 2 m an der Mündung des Enneri Toudoufou um 12 m über der Höhe des gegenwärtigen Niedrigwasserbettes.

6. Wieder gelangten Sand-, Kies-, Schottersedimente zur Ablagerung, die in der Cuvette von Bardai bis über 10 m Mächtigkeit aufweisen und bis zur Mündung des Enneri Toudoufou hin ausdünnen (vgl. Abb. 12 d). Das Material ist geschichtet, kaum verfestigt und enthält in den basalen Partien überwiegend Sand und Kies. In den obersten Sedimentschichten ist ein abrupter Wechsel zu gröberer Materialzusammensetzung zu beobachten. Diese Akkumulation bildete noch rezent erhaltene Flächen, die als „Oberterrasse" bezeichnet wurden. Ihre Oberfläche besteht vornehmlich aus Schottern, die bei Bardai durchschnittlich 10 cm und mehr Durchmesser aufweisen und im weiteren Talverlauf an Größe abnehmen. Das nach oben abschließende Material ist patiniert; faziel und in der Gesteinszusammensetzung ähnelt es den prae-Hochterrassensedimenten sowohl als auch denen des rezenten Flußbettes. Die Oberterrasse läßt sich als Form von Bardai bis zum Gebirgsrand verfolgen (vgl. das Nivellement und Abb. 12) und ist auch im Enneri Zoumri vorhanden (vgl. H. G. MOLLE, 1968). Im unteren Enneri Bardagué und oberen Enneri Arayé ist sie als Erosionsterrasse ausgebildet; auf der Depression Ediouay tritt sie wieder als Akkumulationsterrasse in Erscheinung.

7. Die auf die Oberterrassenakkumulation folgende Zerschneidung vollzog sich nicht mit gleichbleibender Intensität. Neben den als obere und mittlere Oberterrasse bezeichneten Niveaus kam es zur Ausbildung von Subniveaus, die eine phasenhafte Tieferlegung des Talbodens dokumentieren.

8. Ehe die post-oberterrassenzeitliche Erosion das Niveau der rezenten Talsohle erreichte, schlugen die Formungsprozesse von Erosion zu Akkumulation um. Es gelangten die spezifischen Mittelterrassensedimente zur Ablagerung. Es handelt sich dabei um ein Sediment mit vorwiegend Ton-und Schlufffraktionen, das geschichtet ist, zahlreiche Schneckenschalen und vereinzelt Pflanzenmaterial enthält. Durchwurzelungen lassen sich stellenweise erkennen. Der Karbonatgehalt des Materials schwankt zwischen 3 und 9 %. Vereinzelt kommen Seekreidehorizonte vor, deren Kalkgehalt über 50 % beträgt. Die Oberfläche wird von einer dünnen Kalkkruste gebildet. Pollen von *Betula* und *Quercus* konnten in dem Material gefunden werden. Entgegen den obenbeschriebenen älteren Sedimenten, die unter ariden Klimaverhältnissen abgelagert wurden, sind die Akkumulationen der Mittelterrasse feuchtzeitlich. Als Terrassenform ist das Sediment von Zoui bis zur Mündung des Enneri Ofouni (km 73) erhalten. 14-C-Datierungen einer 0,80 m unter der Oberfläche entnommenen Probe ergaben im Labor von Heidelberg 11 925±300 Jahre b. p. (vgl. Probe H. 2935-2430, Tab. 3, S. 44) und einer zweiten, 0,20 m unter der Oberfläche entnommenen, 9340 ±85 Jahre b. p. (vgl. H. 2937-2431, Tab. 3). Eine Vergleichsdatierung gleichen in Heidelberg unter H. 2935-2430 bestimmten Materials ergab in Hannover ein Alter von 4700±245 Jahren b. p. (vgl. Hv. 2194, Tab. 3). Da

das Analysenergebnis einer von der Oberfläche gesammelten Kalkkruste in Hannover 9200±95 Jahre b. p. beträgt (vgl. H. 2980, Tab. 3), wird von den Ergebnissen der Vergleichsmessungen das ältere als zutreffend angesehen werden müssen.

9. Nach der in einer Feuchtzeit abgelagerten Akkumulation der Mittelterrasse setzte wiederum die Zerschneidung ein, die das Tal auf ein Niveau unter der rezenten Sohle eintiefte.

10. Erneut gelangte ein Sediment zur Ablagerung, das vornehmlich aus Sand, Kies und Schottern besteht, die Niederterrasse. Sie ist, wie die Oberterrassenniveaus, von einer Patina überzogen. Schichtung ist meistens nicht zu erkennen. Die durchschnittliche Schottergröße beträgt zwischen 3 und 7 cm. Niveaus davon sind in Resten talabwärts bis zur Depression Ediouay zu finden.

11. Vor allem durch die anschließende Erosionsphase kam es zur Ausprägung von Subniveaus der Niederterrasse, die an vielen Stellen als Erosionsterrasse in älteren Akkumulationen ausgebildet sind. Das Ende dieser Zerschneidungsphase lag nach 14-C-Datierungen zwischen 1900 und 1450 Jahren b. p. (vgl. dazu die Analysenergebnisse H. 2936-2372 und Ber, Tab. 3, S. 44). Die Eintiefung wird 1,5 bis 3,0 m unter das rezente Niedrigwasserbett erfolgt sein.

12. Gegenwärtig überwiegt im Enneri Bardagué-Arayé die Akkumulation. Sie setzte um 1500 (a. b. p.) ein.

Auf die Frage nach der Entstehung der Terrassen geben die Querprofile und die relative Chronologie nur bedingt Hinweise. Die Betrachtung der Formen im Längsprofil des Tales ist in diesem Zusammenhang ergiebiger. Durch das Zusammenfassen der für die einzelnen Teilstrecken charakteristischen Querprofile können im Längsprofil Formungstendenzen und -bedingungen erschlossen und systematisiert werden.

Besonders wertvoll ist es daher, daß es gelang, den gesamten vermessenen Bereich des Nivellements mit den eingetragenen Terrassen maßstabsgerecht zu verkleinern (vgl. 12 a, siehe Kartentasche). Dadurch wurde es möglich, bei starker Überhöhung das Maß von Erosion und Akkumulation einer Phase zu rekonstruieren und ins Bild zu setzen. Das, was oben bereits bei der Beschreibung des Formenschatzes aus der Verbreitung einzelner Phänomene erkannt wurde, ist nun unmittelbar ersichtlich: Einem Akkumulationsbereich im Gebirge (es muß berücksichtigt werden, daß diese Arbeit mit den Felduntersuchungen, bezogen auf das gesamte Talsystem, im Mittellauf ansetzt) steht ein solcher im Gebirgsvorland und Endpfannenbereich gegenüber. Zwischen beiden liegt eine Durchtransport- bzw. Ausgleichsstrecke.

Der Darstellung der in Abb. 12 a bis h wiedergegebenen Längsprofile, die auf den im Nivellement und den Querprofilen festgehaltenen Vermessungsergebnissen basieren, ist zu entnehmen, daß die Terrassenakkumulationen nicht auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden können. Das zeigt die gleichmäßige Abfolge der Terrassen. Nur die Hochterrasse nimmt eine Sonderstellung ein. Ihre hohe Lage im Unterlauf des Enneri Bardagué und Oberlauf des Enneri Arayé geht auf die exceptionell hohe Materialzufuhr aus dem Enneri Oudingueur-Toudoufou zu dieser Zeit zurück.

Oben wurde bereits auf die unterschiedliche Korngrößenverteilung der verschiedenen Terrassen an jeweils gleicher Stelle im Tal hingewiesen. Da, wie das Nivellement zeigt, die Gefälleverhältnisse während der verschiedenen Perioden annähernd gleich war, können die Gründe für die Entstehung der fluvialen Terrassen des Enneri Bardagué-Arayé nur klimatische Veränderungen sein. Dabei müssen die fluvialen Akkumulationen auf der Serir Tibesti feuchtzeitlich, d. h. pluvial sein, da während einer ariden Zeit, vergleichbar der gegenwärtigen, Hochwasserabkommen des Bardagué diese Gebiete nicht erreichen. Demgegenüber sind die Terrassenakkumulationen im Gebirge als unter ariden Verhältnissen abgelagerte Sedimente zu bezeichnen. Eine Ausnahme bilden dabei die Mittelterrassensedimente, die aufgrund der enthaltenen Schneckenfauna und Pollen als feuchtzeitlich eingestuft und ihre Entstehung mit der Begründung, es handle sich um Rückstausedimente eines träge fließenden Gewässers, erklärt wurde. Zusätzlich erfolgte die Annahme, daß durch Vulkanismus im Gebirge leicht verschwemmbares Material zur Verfügung stand. Dabei müssen nicht unbedingt zu dieser Zeit vulkanische Eruptionen stattgefunden haben. Wahrscheinlicher ist, daß durch rückschreitende Erosion das Flußsystem des Bardagué Anschluß an solche weniger widerständige Schichten gewann. Hinweise dafür sind jedenfalls vorhanden.

Für das Verstehen fluvialer Formungsprozesse war ein Laboratoriumsversuch am Geomorphologischen Laboratorium der Freien Universität Berlin im April 1969 sehr aufschlußreich. Es wurde bei gleichbleibend starker Berieselung eines Modells der Materialtransport im Verhältnis zur Gerinnelänge studiert. Auffallend stark bestimmten dabei die Abtragungsvorgänge im Oberlauf die Prozesse der gesamten Entwässerungsbahn. Kleine Rinnen ohne bedeutendes Einzugsgebiet erfuhren Tieferlegung durch Einschneidung. Gewässerbahnen mit großem Einzugsgebiet und starker rückschreitender Erosion bildeten Sohlentäler durch Sedimentation aus, während solche mit ausgeglichenem Gefälle sich im Gleichgewicht von Erosion und Akkumulation befanden. Durch das Erreichen einer weniger widerständigen Schicht kam es bei rückschreitender Erosion zur Umbildung eines Kerbtales in ein Sohlental. Zudem erfolgte je nach Materialzufuhr die Sedimentation in einer Schluchtstrecke von oben oder von unten ansetzend. — Damit ist eine von J. HÖVERMANN, 1967, aus dem Schluchtstreckenbereich des Tibesti geschilderte Beobachtung im Modellversuch verifiziert. — Gleichzeitig konnte beobachtet werden, daß partiell in jedem Bereich des Gerinnes erodiert oder akkumuliert wurde, ohne daß sich der Vorgang unmittelbar auf die gesamte Abflußlinie ausgewirkt hätte. Das bedeutet, die Tieferlegung eines Tales im Oberlauf muß nicht zwangsläufig auf Veränderungen im Mündungsbereich zurückgehen. Ohne daß tektonische Verstellung vorzuliegen braucht, kann sie von jedem beliebigen Punkt im Tal ausgehen.

Ausschlaggebend allein ist das Verhältnis von Transportkraft und -last eines Flusses am jeweiligen Punkt.

Ebenso aufschlußreich ist die Tatsache, daß sich die Gerinne einerseits in einen kurz vorher aufgeschütteten Schwemmfächer einschnitten und mit dem erodierten Material den Schwemmfächer verlängerten, und andererseits von unten nach oben die Rinne wieder rückschreitend zusedimentiert wurde. Je nach Wasserführung und Materialzufuhr vermochte die Sedimentation eines Gerinnes aus seinem Einzugsbereich hinaus-, aber auch in ihn hineinzuwachsen.

Mit diesem Versuch erhielten wir für das Verständnis der Formungsprozesse im Enneri Bardagué-Arayé ausgezeichnetes Anschauungsmaterial. Die geschilderten Formungsvorgänge treffen für die Hoch-, Ober- und Niederterrassen weitgehend zu, was die Abbildungen 12 b, d und e auch zeigen.

Es sei deshalb noch einmal daran erinnert, daß die formenden Kräfte der Flüsse des Tibestigebirges und das Ausmaß der damit in Zusammenhang stehenden fluvialen Prägung von den Niederschlägen im Gebirgsinneren abhängen, d. h., fluviale Formung vollzieht sich, bezogen auf das Längsprofil eines Tales nur soweit, wie Wasser fließt.

Betrachten wir nun die speziellen Verhältnisse der Hochterrassenakkumulationen, so ergibt sich aufgrund der granulometrischen Probenuntersuchungen: sie sind im Enneri Oudingueur, Toudoufou und Bardagué trokkenzeitlich abgelagert. Vor allem im Mündungsbereich des Bardagué und Toudoufou wuchs eine schwemmfächerähnliche Aufschüttung zu beträchtlicher Höhe auf. In der Endphase der Akkumulation kam ein stark sandiges Sediment zur Ablagerung, das fast ausschließlich aus verschwemmtem äolischem Sand besteht. Es wurde in der Kampfzone zwischen äolischem und fluvialem Relief mit verstärkter Fließwirkung des Wassers nivelliert. Da die Transportkraft der Flüsse mit zunehmender Feuchtigkeit wuchs, begannen sie, sich im Oberlauf einzuschneiden, während sie im Unterlauf und im Gebirgsvorland einen Schwemmfächer immer weiter nach draußen schütteten. Dabei wurde, von oben ansetzend, die Schwemmfächerkonfiguration bald wieder zerschnitten und insgesamt eine ausgeglichene Talsohle geschaffen. Als Oberflächenform entstand die Hochterrasse. Die Erosion vermochte die Akkumulationen aber weder in die Breite noch in die Tiefe ganz auszuräumen; es vollzog sich zuvor ein Klimaumschwung, der zu erneuter Akkumulation im Gebirge führte.

Mit dem Klimaumschwung erhielt die Sedimentation eine rückschreitende Tendenz. Sie wuchs vom Vorland ins Gebirge hinein. Dabei muß der Umschlag zum arid hin verhältnismäßig rasch vor sich gegangen sein, weil im unteren Enneri Bardagué und im Enneri Arayé entsprechende Akkumulationsformen nicht gefunden werden konnten. Es entstanden die Oberterrassenakkumulationen. Sie lassen sich neben auftretenden Diskordanzen ebenso durch die Materialzusammensetzung von denen der Hochterrasse unterscheiden. Sand, Kies und Schotter kamen zur Ablagerung, wie sie rezent in ähnlicher Form in den Enneris anzutreffen sind. Deutlich ist eine Abnahme der Korngrößenverteilung und der Sedimentmächtigkeit im Längsprofil ersichtlich. Im Aufschluß sind in den unteren Partien Sand, Kies, Schotter, in mittleren Bereichen vorwiegend Sand und nach oben hin wieder vermehrt Schotter zu erkennen. Abgeschlossen wird die Akkumulation von einer Grobschotterdecke, die die Oberfläche bildet. Aus dieser Abfolge läßt sich daher rekonstruieren: Mit verstärkten Niederschlägen im Gebirge wurde gröberes Material in den Enneris in der Schlußphase der Akkumulation weiter abwärts verfrachtet. Dadurch kommt es zur Anhäufung größerer Schotter an der Oberfläche. Mit der zunehmenden Transportkraft der Flüsse schlug schließlich die Formungstendenz von Akkumulation zu Erosion um. Dabei bildete sich die Oberterrasse als Form heraus, die, da die Erosion nicht mit gleichbleibender Intensität erfolgte, Subniveaus aufweist. Die Tieferlegung muß im unteren Enneri Bardagué und im Enneri Arayé verhältnismäßig schnell vor sich gegangen sein, so daß eine längere Durchtransportstrecke entstand und der Sedimentzusammenhang verlorenging. Ein Akkumulationskörper begann, sich erst wieder vom unteren Enneri Arayé aus ins Vorland vorzuschieben. Die Oberterrassenhöhe ist im dazwischenliegenden Bereich nur an entsprechenden mit nivelliertem Hangschutt bedeckten Erosionsniveaus des Hochterrassenkörpers erkenntlich. Entgegen den feinkörnigen Sedimenten der ausgeräumten Hochterrasse bilden die Sedimente der Oberterrasse, entsprechend des vorher im Gebirge abgelagerten Materials, im Vorland Sand-, Kies- und Schotterbänke. Sie gehen erst im Endpfannenbereich in Tonfraktionen über. Somit kann festgestellt werden, daß es einen ariden Akkumulationsbereich der Oberterrasse im Gebirge und einen pluvialen im Vorland gibt (vgl. Abb. 12 d).

Als eine der post-oberterrassenzeitlichen Einschneidung zwischengeschaltete Akkumulationsphase ist die Sedimentation der Mittelterrassenablagerungen anzusehen. Der Übergang zur Niederterrassenakkumulation kann deshalb in der vorher beschriebenen Weise nicht ohne weiteres nachvollzogen werden.

Die Formungsvorgänge scheinen bei der Bildung der Niederterrasse grundsätzlich in gleicher Weise wie die, die zur Ausprägung der Oberterrasse führten, vor sich gegangen zu sein (vgl. dazu Abb. 12 b). Es kam, wie bei der Zerschneidung des Oberterrassenkörpers, in etwa gleichem Bereich zur Ausbildung einer Ausgleichsstrecke und zu erneut einsetzender Akkumulation im Vorland. Aufgrund der etwas abweichenden Korngrößenverteilung der Sedimente gegenüber denen der Oberterrasse wird sich die Akkumulation der Niederterrasse im Gebirge unter etwas feuchteren, zumindest anderen Klimaverhältnissen ereignet haben als diese. Erst nach der Einschneidung der Niederterrasse erreichte das Klima bis zur Gegenwart die extrem aride Lage, die rezent wieder zur Sedimentation der Enneris im Gebirge führte, wie eingangs erwähnt wurde.

Insgesamt gesehen ist also die Entstehung fluvialer Sedimente und Terrassen im Tibestigebirge auf wechselnde klimatische Verhältnisse zurückzuführen, die

sich dadurch definitiv unterscheiden lassen, daß die Flüsse in den Tälern und zum Vorland hin jeweils unterschiedlich weit abkommen. Dabei kam es bei der Akkumulation der verschiedenen Sedimente durch Besonderheiten der Materialzufuhr zu unterschiedlicher Ausprägung der Terrassenkörper.

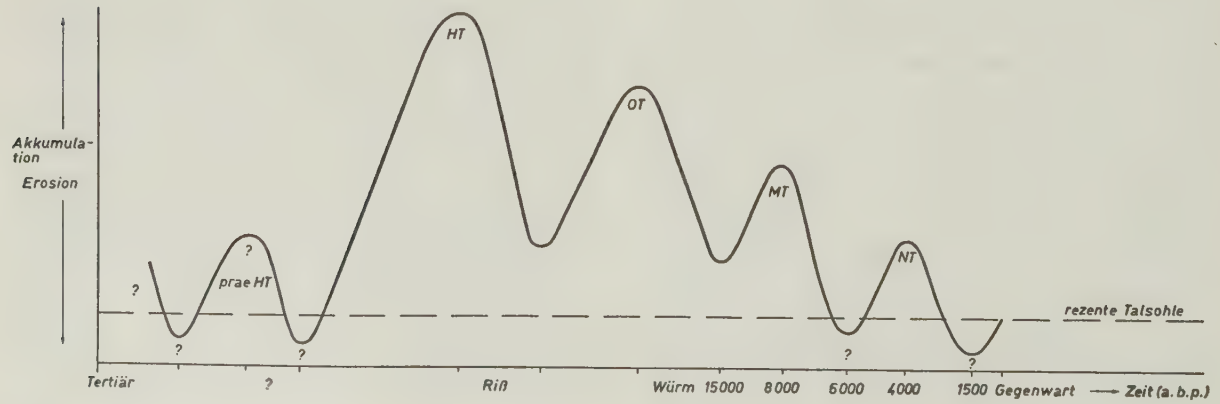
Unberücksichtigt blieb bei der bisherigen Betrachtung, inwieweit sich die verschiedenen Feucht- oder Trockenzeiten voneinander unterscheiden. In der Literatur ist von kalten und warmen Pluvialen oder Nord- und Südpluvialen die Rede. P. ROGNON, 1967 a, S. 530, beispielsweise unterscheidet im Hoggar-Gebirge Sedimente, die im „pluvial froid" und solche, die im „pluvial humide" zur Ablagerung kamen. Auch K. P. OBENAUF, 1969, Tab. 3, unternimmt den Versuch, Temperaturgradienten einzuführen, wenn er mit den Begriffen „heiß" und „kühler" arbeitet, wobei sich der Begriff „heiß" auf die gegenwärtig herrschenden Temperaturen bezieht. Er geht aber nicht so weit wie P. ROGNON, in Nord- bzw. Südpluviale zu unterscheiden. G. JANNSEN, 1969, glaubt aufgrund seiner Untersuchungen im Tarso Voon des Tibestigebirges, dafür Anhaltspunkte gefunden zu haben.

Der Formenschatz des Enneri Bardagué-Arayé läßt nicht eindeutig erkennen, ob es sich in den Feuchtzeiten um Nord- oder Südpluviale handelte. Zwar sprechen der Kalkgehalt und die -krusten der Mittelterrasse für eine Feuchtzeit mit mediterranen Klimaverhältnissen statt tropischen; die Indizien sind aber für eine solche Annahme nicht zwingend. Nach P. ROGNON (s. o.) folgen in den Feuchtzeiten des Hoggar-Gebirges jeweils der warmen eine kalte Feuchtzeit, d. h. dem Süd- das Nordpluvial. Es wäre denkbar, daß der Fazieswechsel der Mittelterrasse, wo in der Cuvette von Bardai auf die feinkörnigen, kalkhaltigen Sedimente ein abrupter Wechsel zu Schotterlagen erfolgte, auf ein Absinken der Temperaturen zurückzuführen ist. Mir erscheint aber nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen eine Aussage in dieser Richtung zu gewagt. Die hellen Mittelterrassensedimente enthalten im Enneri Bardagué überwiegend fossile Schnecken äthiopischer und orientalischer Arten (vgl. Tab. 1, S. 40). Im Enneri Yebbigué (1500 m Höhe über NN) und im Probenmaterial des Trou au Natron (1850 m), das zeitlich mit dem des Bardagué zu parallelisieren wäre, kommen dazu holarktische und palaeoarktische Arten vor. Diese Unterschiede lassen sich aber leicht durch die verschiedene Höhenlage erklären (Fundplätze der Proben im Bardagué zwischen 1050 und 900 m über NN).

In Abb. 13 wurde versucht, schematisch die Wechsel von Akkumulation und Erosion in der Cuvette von Bardai aufzuzeigen und eine zeitliche Deutung zu geben. Dabei konnten für die Einordnung der Nieder- und der Mittelterrasse als Zeitmarken 14-C-Datierungen herangezogen werden. (Bezüglich der zum Teil recht unterschiedlich ausgefallenen Analysenergebnisse siehe Diskussion Tab. 3, S. 44). In Abb. 12 und 13 fanden des leichteren Verständnisses wegen nur die Werte Berücksichtigung, die als zutreffend angesehen werden können. Die Analysenergebnisse des Probenmaterials von H. G. MOLLE (1970) aus dem Enneri Zoumri, B. GABRIEL (1970) aus dem Enneri Direnao, H. J. PACHUR (1970) aus dem Bereich der Serir Tibesti und P. ERGENZINGER (Arbeit in Vorbereitung) aus dem Bereich des pleistozänen Tchad-Sees wurden dabei berücksichtigt. Die Differenz und das relativ junge Untersuchungsergebnis einiger Proben in Hannover (vgl. Tab. 3, S. 44) dürfte auf Verfälschungen des Sedimentes durch Einlagerung jüngeren Materials zurückgehen. Gestützt wird diese These durch Vergleichsanalysen in Hannover, wo Seekreide mit organischen Einschlüssen ein und desselben Horizontes Alter von 8330±120 a. b. p. (Probe 36, Hv. 2196 am 8. 10. 1967 entnommen, vgl. Bild 30 und Tab. 3, S. 44) und 6715±220 a. b. p. (Probe 16, Hv. 2779, am 8. 8. 1965 entnommen) ergaben. Entnahme und Verpakkung der Proben erfolgte unter gleichen Bedingungen. Die Verunreinigung wird in der jüngeren Feuchtzeit, die zur Zerschneidung der Niederterrasse führte, erfolgt sein. Auf diese Weise erhalten wir zusätzliche Angaben für die zeitliche Stellung der letzten Feuchtphase, die auch durch andere Datierungen belegt werden kann (vgl. Tab. 3, S. 44, Probe So. 1, Gab. 1).

Abb.13

Schematische Darstellung von Akkumulation und Erosion in der Cuvette von Bardai nach der Terrassenabfolge des Enneri Tabi, Tibestigebirge.



Auffallend zu den Untersuchungsergebnissen von P. ROGNON, 1967, aus dem Hoggar-Gebirge ist, daß es dort (vgl. S. 532) vier Erosions- und vier Akkumulationsphasen gibt, wie ich sie für den Bereich des Enneri Bardagué-Arayé ebenso ermitteln konnte. Dazu kommt bei P. ROGNON ein rötlicher Sand, der in dem primären Talnetz des Hoggar zu finden war. Sollte diese Akkumulation mit den prae-Hochterrassensedimenten des Bardagué vergleichbar sein, so ergäbe sich weitgehende Übereinstimmung des quartären Formenschatzes von Hoggar und Tibesti. Das bei ROGNON auf Seite 530 gezeigte schematische Profil läßt dann in der Beschreibung der Sedimente im Vergleich zu denen des Bardagué qualitativ weitgehende Übereinstimmung erkennen. Er beschreibt ein 11000-8000 Jahre altes kalkreiches Sediment, das in bezug auf die darin gefundenen Pollen dem der Mittelterrasse des Bardagué sehr ähnlich ist (vgl. Tab. 1, S. 40 und P. ROGNON, 1967 a, S. 526. Da J. VOGT und R. BLACK, 1963, S. 27 aus dem Air für diese Zeit ähnliches berichten, dürfte die zeitliche Stellung der Mittelterrasse ziemlich sicher sein. Die von mir dafür angegebene Zeit von 15000-8000 Jahren (b. p.) stützt sich auf 14-C-Datierungen von H. FAURE aus dem Trou au Natron (14 970 ± 400; 14 790 ± 400 und 12 400 ± 400 a. b. p.) und den in Heidelberg aus dem Bereich des Bardagué 11 925 ± 300 und 9340 ± 85 a. b. p., dem Bereich des Enneri Yebbigué 8180±70 a. b. p. und dem Krater Begour 8295±190 a. b. p. sowie den in Hannover aus dem Bereich des Bardagué 9200±95 a. b. p. bestimmten Proben.

Die bei P. ROGNON als erste große Talverschüttung angeführte Akkumulation scheint nach der Beschreibung und dem auf Seite 32 (Bild 1) gezeigten Photo mit der von mir und K. P. OBENAUF, 1969, beschriebenen Hochterrasse des Tibesti übereinzustimmen. Es scheint sich dabei um die von J. BÜDEL, 1955, erwähnte „Mergelsandterrasse" zu handeln. Leider erwähnt ROGNON BÜDEL in diesem Zusammenhang nicht, so daß diese Frage offen bleiben muß. Er bezeichnet diese Sedimente aber als unter äußerst trockenen und warmen Klimabedingungen entstanden. Somit ergeben sich nach dem obendargelegten für das Hoggar und Tibesti ähnliche Klimaverhältnisse zu dieser Zeit. P. ROGNON setzt dieses Sediment an das Ende des „Acheuléen moyen" und mit der „Sédimentation ougartienne III-V" J. CHAVAILLONs, 1964, Tab. 2, gleich. CHAVAILLON parallelisiert diese Akkumulation mit der Riß-Eiszeit. Ich halte die Entstehung der Hochterrasse für Mindel-Riß, da im Riß-Pluvial die Zerschneidung gelegen haben dürfte. Die Akkumulation der Oberterrasse dürfte dann zwisch Riß und Würm entstanden sein.

Vergleichen wir die einigermaßen sicher datierbare Erosionsphase nach der Oberterrassenakkumulation, Aufschüttung und Einschneidung von Mittel- -und Niederterrasse des Enneri Bardagué-Arayé mit Formungsprozessen entsprechender Zeit in Mittel- und Nordeuropa, so besteht bei hinreichend grober Betrachtungsweise zwischen glazial und pluvial zeitliche Übereinstimmung. Versucht man jedoch die für Nordeuropa für die Zeit der Mittel- und Niederterrasse des Bardagué zahlreich vorhandenen Werte mit denen aus dem Tibesti-Gebirge zu korrelieren, so ergeben sich Schwierigkeiten. Sie gehen zum einen darauf zurück, daß für Afrika noch nicht genügend Werte vorliegen. Zum anderen dürften die auf auch nur geringe klimatische Veränderungen bereits empfindlich reagierenden Gletscher in Europa wesentlich bessere Klimazeugen sein und markantere Spuren hinterlassen als die fluviale Formung der Tibesti- und Wüstenflüsse. Es besteht daher die Möglichkeit, daß Zeugen geringerer Formungsveränderungen im Bereich des Tibesti nicht zu erkennen sind. Vielleicht liegt es aber auch nur daran, daß noch keine geeigneten Methoden entwickelt sind, um feinere stratigraphische Unterschiede registrieren zu können.

Durch die erarbeitete Quartär-Stratigraphie des Tibesti-Gebirges und das dazu in dieser Untersuchung vorgelegte Material wird somit nachgewiesen, daß es im Bereich des Enneri Bardagué-Arayé, vergleichbar den Klimazeugen der Eiszeiten, im Wechsel von Pluvialen und ariden Phasen entstandene fluviale Terrassen gibt.

VII. ZUSAMMENFASSUNG

Nach Mitteilung einiger Beobachtungen über die Niederschläge des Tibestigebirges und das Abkommen des Enneri Bardagué-Arayé wird aufgrund eines exakt vermessenen Nivellements das Längsprofil des Flußbettes mit den unterschiedlichen Gefälleverhältnissen diskutiert. Es werden als Ursachen für Gefälleveränderungen 1. anstehende Gesteinsbänke und -höcker im Flußbett, 2. der Wechsel von Talweitung und -verengung, 3. das Auftreten von seitlichen Hindernissen durch Prallhänge, 4. der Einfluß von größeren Seitentälern durch Rückstau- und 5. ein solcher durch Akkumulationswirkung kleinerer Seitentäler angegeben.

Ein Vergleich der Akkumulationen des rezenten Flußbettes in den verschiedenen Talbereichen ergibt eine Korngrößenabnahme von oben nach unten. Entsprechend dieser Abfolge ist nach den granulometrischen Untersuchungen die Formung des Materials. Von der allgemeinen Korngrößenabnahme abweichend, kommt es an den Mündungen größerer Seitentäler zu starken Modifikationen. Je nach der Intensität der Abkommen der Nebentäler vollzieht sich ein Akkumulationswandel im Haupttal. Da nicht alle Täler gleich wirksam sind, wurden sie nach der Art ihrer formenden Kraft in drei Kategorien eingestuft: 1. Täler, die auf gleicher Höhe in das Haupttal münden und darin erhebliche Prägekraft zeigen, 2. Täler, die auf dem Hochwasserniveau des Haupttales enden und von diesem rückgestaut werden und 3. Täler, die auf das Hochwasserniveau des Haupttales nur noch einen Schwemmfächer zu schütten vermögen und nicht mehr, auch nicht in einer Rinne, das Niedrigwasserbett des Haupttales erreichen. Nach den Formen des Haupttales gelangt der Verfasser zu dem Schluß: das untere Enneri Bardagué und das Enneri Arayé sind Talformen von Fremdlingsflüssen. Die einzelnen Teilstrecken müßten, entsprechend dem Einfluß der Nebentäler, diesen zugeordnet werden.

Die Frage, ob gegenwärtig Akkumulation oder Erosion im Enneri Bardagué-Arayé dominant wirksam sei, wird dahingehend beantwortet, daß die Akkumulation vorherrsche.

Aufgrund zahlreicher Talquerprofile wurden Längsprofile der Terrassen mit der in einem Nivellement vermessenen Basis des rezenten Niedrigwasserbettes rekonstruiert, die topographische Lage in eine Karte 1 : 50 000 eingetragen. Es zeigt sich, daß die Formen talabwärts verarmen. Nach den Lagerungsverhältnissen der Akkumulationen und ihrer Beschaffenheit lassen sich fünf verschiedene, durch Erosionsdiskordanzen getrennte Ablagerungen nachweisen. Oberflächenbildend treten dabei die ältesten, die Prae-Hochterrassensedimente nicht in Erscheinung. Sie sind nur noch als Reste erhalten. Die anderen bilden Flächen und werden nach ihrer Lage zur rezenten Talsohle als Hoch-, Ober-, Mittel- und Niederterrassen bezeichnet. Ober- und Niederterrasse lassen sich als verschiedene Niveaus über den gesamten Talverlauf des Enneri Bardagué-Arayé verfolgen. Hoch- und Mittelterrasse sind als Form nicht in allen Teilstrecken vorhanden. Die Hochterrasse erreicht durch ein hohes Materialangebot aus den Enneris Oudingueur und Toudoufou 40 m relative Sprunghöhe im unteren Enneri Bardagué und im Enneri Arayé. Das Sediment wird stark von vulkanischem Feinmaterial bestimmt. Wie die Ablagerungen der Oberterrasse, wird es als unter ariden Klimabedingungen entstanden erklärt.

Abweichend von den älteren Akkumulationen wurde die der Mittelterrasse als feuchtzeitlich eingestuft. Pollen, fossile Schneckenschalen, der Karbonatgehalt des Sedimentes (vgl. Tab. 1, S. 40 und die Ablagerungsverhältnisse führten zu diesem Schluß. Inkohltes Material wurde aus dem Sediment geborgen und nach der C-14-Methode untersucht (vgl. Tab. 3, S. 44). Dadurch gelang es für die erarbeitete relative Chronologie absolute Zeitmarken zu bekommen. Die Akkumulationsphase der Mittelterrasse liegt danach in der Zeit zwischen 15 000 und 8000 a. b. p.

Zu den fluvialen Akkumulationen des Enneri Bardagué-Arayé wurden solche des nördlichen Gebirgsvorlandes untersucht, nach einer räumlichen Analyse der Versuch unternommen, beide zu korrelieren.

Die Sedimente der älteren Endpfannen wurden als pluvialzeitlich datiert. Die Entstehung der Terrassen ergibt sich aus den Terrassen-Längsprofilen. An Hand einer auf elektronischer Basis maßstabsgerechten Verkleinerung des Nivellements auf 1 : 750 000 wird das Maß der jeweiligen Akkumulation und Erosion veranschaulicht (Abb. 12).

Neben den aus den eigenen Feldarbeiten hervorgegangenen C-14-Bestimmungen wird bei der Diskussion um die zeitliche Stellung der Terrassen das vorliegende Ergebnis mit anderen Arbeiten verglichen. Die erarbeitete Terrassenabfolge zeigt mit denen des Hoggar-Gebirges weitgehende Übereinstimmung. Mit P. ROGNON, 1967, J. CHAVAILLON, 1964, und K. P. OBENAUF, 1967 ist der Verfasser der Meinung, daß der Wechsel von Akkumulation und Erosion in den Tälern der Sahara auf den Wechsel von Trocken- und Feuchtzeiten (Pluvial) zurückzuführen ist.

RESUME

Après quelques dates sur les précipations dans le massif du Tibesti et sur le creusage de l'Enneri Bardagué-Arayé, on discute le profil longitudinal du lit du fleuve avec ses différents degrés d'inclinaison sur la base d'un nivellement exactement arpenté. On énumère les points suivants comme étant les causes des escarpements:

1. Bancs et mamelons de roche en place dans le lit du fleuve. 2. L'alternance de l'élargissement et du resserrement de la vallée. 3. La présence d'obstacles latéraux par les rives concaves des méandres. 4. L'influence des vallées secondaires par l'effet du reflux. 5. L'influence des vallées sécondaires par l'accumulation.

La comparaison des accumulations du lit actuel du fleuve à différents endroits de la vallée permet de reconnaître une dégression de la taille des débris de haut en bas.

D'après les recherches granulométriques, la forme du matériel correspond à cette série. Des irrégularités dans la dégression de la taille des débris se trouvent aux embouchures des grandes vallées sécondaires: L'intensité du creusage des vallées secondaires produit une modification de l'accumulation dans la vallée principale. Comme l'influence des vallées secondaires est différente, on les groupe en 3 catégories d'après le caractère de leur puissance formatrice:

1. Les vallées débouchant au niveau des eaux basses de la vallée principale, qui influencent fortement le fond de la vallée principale. 2. Les vallées qui aboutissent au niveau des hautes eaux de la vallée principale et qui sont reflouées par les crues dans celui-ci et, 3. Les vallées formant un cône de déjection sur le niveau des grandes crues de la vallée principale et qui n'atteignent plus, même pas dans une rigole, le lit des basses eaux de la vallée principale.

Selon les formes de la vallée principale, l'auteur en déduit que la partie inférieure de l'Enneri Bardagué et l'Enneri Arayé sont formées par des cours d'eau des vallées sécondaires. Les différentes parties de la vallée devraient être coordonnées à ces vallées secondaires au point de vue hydrologique.

A la question: „L'accumulation ou l'érosion dans l'Enneri Bardagué-Arayé est-elle actuellement active d'une manière dominante?" il est répondu que l'accumulation prédomine.

On a reconstruit, sur la base de plusieurs profils transversaux de la vallée, les profils longitudinaux des terrasses et mesuré par un nivellement du fond du lit actuel des basses eaux. La situation des terrasses est donnée dans une carte à l'échelle de 1 : 50 000. Il se révèle qu'en aval les formes s'appauvrissent. D'après la stratification et la petrographie des accumulations on peut distinguer 5 différents dépôts de sédiments séparés par des discordances d'érosion. Les plus vieux, les sédiments pré-hautes-terrasses, n'apparaissent pas comme des niveaux on trouve seulement des relictes. Les autres forment des niveaux sont désignés en rapport au fond actuel de la vallée comme haute terrasse, terrasse supérieure, terrasse moyenne et basse terrasse. On peut suivre les terrasses supérieures et les basses terrasses à différents niveaux tout le long de la vallée de l'Enneri Bardagué-Arayé, tandis que, la haute et la moyenne terrasse ne forment pas des niveaux dans toutes les parties de la vallée. Grâce au débit important de matériel provenant des Enneris Oudingueur et Toudoufou, la haute terrasse s'élève jusqu'à 40 m relative dans l'Enneri Bardagué inférieur et dans l'Enneri Arayé. Le sédiment est fortement influencé par des matériaux volcaniques. Comme pour les dépôts de la terrasse supérieure ou assume une accumulation sous des conditions arides.

Par contre, on classe les accumulations de la terrasse moyenne comme sédimentées pendant une période humide. La présence de pollens et de coquilles de mollusques fossiles, la teneur en carbonate du sédiment (comparez tableau 1, page 40) et les conditions de la sedimentation permirent de tirer cette conclusion. Du matériel carbonisé retiré du sédiment a été examiné d'après la méthode C-14 (comparez tableau 3, page 44). C'est ainsi qu'on est arrivé à obtenir des dates absolues pour la chronologie. La phase d'accumulation de la terrasse moyenne se situe, selon ces recherches, entre 15 000 et 8000 ans b. p.

En plus des accumulations fluviales de l'Enneri Bardagué-Arayé, on a également étudié celles de l'avant-pays nord du massif et, à base d'une comparaison, essayé de les mettre en corrélation.

Les sédiments les plus vieux des zones d'inondations terminales datent de la période pluviale. La formation des terrasses s'explique par les profils longitudinaux. L'importance de l'accumulation et de l'érosion des phases diverses est reproduite au moyen d'un nivellement réduit, établi par un système électronique, à l'échelle de 1 : 750 000 (figure 12).

Les définitions C-14 des échantillons rassemblés par l'auteur facilitent la comparaison des résultats obtenus sur l'ordre des terrasses avec d'autres études. La série des terrasses étudiées laisse apparaître une ressemblance remarquable avec celles du massif du Hoggar. Tout comme P. ROGNON, 1967, J. CHAVAILLON, 1964, et K. P. OBENAUF, 1967, l'auteur est d'avis que l'alternance de l'accumulation et de l'érosion dans les vallées du Sahara est due aux passages de périodes sèches et humides (pluviales).

SUMMARY

After a brief description of the precipitation regime of the Tibesti Massif and the overall drainage basin characteristics of the Enneri Bardagué-Arayé the longitudinal profile of the Enneri Bardagué-Arayé is being discussed in detail. The longitudinal profile of the stream system has been constructed with the aid of exact leveling during a field survey of the terrain. The stream channel is characterized by varying gradients in its different reaches. A number of factors cause local changes of the stream gradient: 1. the presence of rock benches and knobs formed on resistant strata, 2. the alternation of valley widening and constriction, 3. the occurrence of lateral obstacles such as undercut slopes or tamarisk clusters, 4. strong tibutary streams damming the major stream, and 5. smaller tributary streams unloading their sediment in the major stream valley.

A comparison of the sediments which occur in different reaches of the stream in its present-day channel reveals that the particle size of the sediments generally decreases downstream. Correspondingly, the texture of the sediments, as the results of particle size distribution analyses show, becomes finer downstream. In contrast, where larger tributary valleys enter the major stream valley, some important modifications of this general trend can be observed.

Depending upon the drainage basin characteristics of the tributary streams, smaller or greater modifications in depositional processes are encountered in the major river valley. Three categories of tributary streams are being distinguished: 1. tributary streams the base level of which coincides with the present-day channel of the major stream and which have the greatest influence upon channel characteristics of the major stream, 2. tributary streams which enter the major river valley at its high-water level and which are being dammed by deposits of the major stream, and 3. tributary streams the discharge of which is so small that they are only able to build an alluvial fan at the high-water level of the major stream and which are unable to reach its low-water level. Judging from the geomorphic forms of the major river valley, the author comes to the conclusion that the valley characteristics of the lower Enneri Bardagué and the Enneri Arayé are due to the influence of exotic streams. Therefore, keeping in mind the way in which particular tributary valleys influence the major stream valley, individual stream reaches have to be attributed to them.

The question was raised whether today deposition or erosion is the dominant process in the Enneri Bardagué-Arayé. The author believes that at present deposition is the major geomorphic process in this stream system.

With the aid of numerous cross-sections, longitudional profiles of the river terraces were constructed, the base being the low-water level of the present-day stream channel in the major valley. The topographic location of the terraces was entered on a map at the scale of 1 : 50 000. It becomes apparent that the number of geomorphic forms decrease downstreams. Five different sediments separated by disconformities can be distinguished. The oldest sediments, named pre-high terrace sediments, only occur as remnants. The other sediments form surfaces and in relationship to the present-day stream channel are designated as high, upper, intermediate, and lower terraces. The upper and lower terraces can be traced along the entire stream valley of the Enneri Bardagué-Arayé. The high and intermediate terraces are absent in some of the stream reaches. Because of large amounts of sediments supplied by the Enneris Oudingueur and Toudoufou, the high terrace stands 40 m above the present-day channel in the lower Enneri Bardagué and the Enneri Arayé. The sediments of this terrace consist primarily of fine grained volcanic material. The author believes that these sediments, as those of the high terrace, have been deposited under arid climatic conditions.

In contrast to the older deposits, the sediments of the intermediate terrace are thought to have been deposited under pluvial conditions. Pollen profiles, fossil gastropods, the $CaCO_3$ content (see table 1, p. 40), and the stratigraphy of these sediments support this conclusion. Charcoal samples were collected from the deposits and dated by the C-14 method (see table 3, p. 44). In this way it was possible to obtain absolute dates for the relative chronology of the sediments which had been worked out with the aid of field and various laboratory methods. Based on C-14 dates, the deposition of the sediments of the intermediate terrace occured between 15,000± and 8,000± years B. P.

In addition to the fluvial deposits of the Enneri Bardagué-Arayé, the fluvial sediments occuring in the northern piedmont of the Tibesti Massif were investigated and an attempt was made to correlate them deposits with the sediments of the Enneri Bardagué-Arayé.

The sediments of the older playas are thought to have been deposited during pluvial climatic conditions. The formation of the terraces is being explained with the aid of the geomorphic forms which are recognizable in the longitudional profile. The degree of deposition and erosion in specific localities is pointed out by means of the leveling profiles after their reduction to a scale of 1 : 750 000. The reduction was performed electronically (see figure 12).

The chronology of the terraces, which has been worked out by means of C-14 dates obtained from samples collected in the study area, is being compared with chronologies established in other investigations. The terrace chronology of the Enneri Bardagué-Arayé is in good agreement with the one established in the Ahaggar Mountains. In accordance with P. ROGNON (1967), J. CHAVAILLON (1964), and K. P. OBENAUF (1967) the author believes that the alternation between deposition and erosion in the stream valleys of the Sahara desert can be attributed to the alternation between arid and pluvial climatic periods.

Tabelle 1: Ergebnis der Probenanalysen des Mittelterrassenmaterials nach Karbonatgehalt, Pollen. Schnecken.

Tableau 1: Résultats des anlyses d'échantillons prèlévés dans le materiel de la moyenne Terraasse. Determination des teneurs en carbonats, des pollens et des coquillages.

Table 1: Analysis of samples from the intermediate terrace. Content of carbonates, pollens and gastropod shells.

Probe	$CaCO_3$ in %	Km im Niv.	Geographische Lage	Höhenlage über NN in m	Alter nach 14-C-Analyse (a. b. p.)
numeros d'echantillons		Km en coupe longitudinale	Situation geographique	altitude	âge au C-14
sample number		Km in longitudinal profile	Topographic Situation	elevation	Radiocarbon Dates
52	—	4,0	21° 20' N, 17° 03' E	1040 m	
1	4,5	5,5	21° 20' N, 17° 02' E	1030 m	
2	6,0	18,2	21° 22' N, 16° 58' E	990 m	9200±95
45	5,0	54,3	21° 38' N, 16° 54' E	910 m	9340±85
48	—	56,0	21° 39' N, 16° 53' E	900 m	
44	—	60,0	21° 40' N, 16° 56' E	890 m	
36	89,0	65,3	21° 42' N, 16° 49' E	890 m	+
37	5,0	65,3	21° 42' N, 16° 49' E	890 m	
33	9,0	66,0	21° 42' N, 16° 49' E	890 m	
39	5,0	67,6	21° 43' N, 16° 50' E	890 m	
19	75,0	75,0	21° 45' N, 16° 48' E	860 m	
12	69,0	75,0	21° 45' N, 16° 48' E	860 m	+
13	67,0	75,0	21° 45' N, 16° 48' E	860 m	+
28	93,0	85,0	21° 50' N, 16° 46' E	850 m	+
27	8,0	85,0	21° 50' N, 16° 46' E	850 m	

Pollen, pollens, pollen																Schnecken, Coquillages, Gastropods															
																	Süßwasser- eaux douces fresh-water									Land- terrestres terrestrial					
																	afrikanisch africain african							aethiop. ethiop. ethiop.		holarktisch holarctique, holarctic			holarktisch holarctique, holarctic			Brackwasser, brackish water
Betula	Corylus	Erikaceae	Gramineae	Lycopodaceae	Pinus	Quercus	Tamarix (?)	Typha	Holzzellen, bois cellulare, wood cells	unbestimmte Tetrade	unbestimmt Quartär, quaternaire, quaternary	unbestimmt Tertiär, indéterminé tertiaire	Schnecken enthalten, aber Art nicht bestimmt espèce indéterminé, specimen undetermined	Anisus costulatus (Krauss)	Biomphalaria pfeifferi (Krauss)	Bulinus truncatus (Andoniss)	Lymnaea natolensis (Krauss)	Melania tuberculata (Müller)	Segmentina angusta (Jickeli)	Anisus dalloni (Germain)	Valvata tilhoi (Germain)	Gelbe truncatula (Müller)	Pupides coenopictus	Succinea	Vallonia pulchella (Müller)	Zootecus insularis (Ehrenbg) xerophil	Hydrobia peraudieri
				1					2			2																		
			2						3			8		+	1	+			1			+	1	4	+		+
															4	5	1												
	2		3				1		16		5	11	+																
													+																
													+																
6		1	7		1	2			10	1		4		544	2	100	8	3	18	26	77							7
														96	2	43	2	71		107	325							498
														41	76	112	2	19		31	71							498
																		+										++
2			5	2				2	6	4	5	2	+																

Anmerkungen zu Tabelle 1:

Die Angaben zur Pollenverbreitung sind noch zu lückenhaft, wie man sieht, als daß weitgehende Schlüsse daraus gezogen werden könnten. Da tertiäres Material enthalten ist, muß in Betracht gezogen werden, daß die Pollen zum Teil nicht während der Akkumulationszeit des Sediments entstanden. Aus dem Vorhandensein von *Betula* und *Quercus*-Pollen kann daher nur gefolgert werden, daß im Tibesti einmal andere als die gegenwärtigen Klimaverhältnisse vorlagen, da rezent diese Pflanzen dort nicht wachsen.

In der Rubrik 14-C-Analysen bedeutet ein Kreuz: Wert vorhanden aber nach Meinung des Verfassers unsicher (vgl. Tab. 3, S. 44).

Bei den Schneckenangaben bedeutet ein Kreuz: Exemplare vorhanden, aber nicht ausgezählt; zwei Kreuze: sehr häufig. Die Schnecken können als in situ entstanden angesehen werden. Nach der Häufigkeit der Exemplare einer Art in den Proben der Seekreidehorizonte zu urteilen, muß zur Akkumulationszeit dieses Sedimentes ein ruhig fließendes Gewässer mit brackenwasserähnlichen Verhältnissen vorhanden gewesen sein. Die gefundenen Landschneckenarten sprechen ebenso wie die afrikanisch-äthiopischen Süßwasserschnecken für ein feuchteres Klima als gegenwärtig besteht. Aus dem Vorkommen von holarktischen und paläoarktischen Arten kann bei der geringen Anzahl kein Nordpluvial postuliert werden.

On ne peut pas tirer de conclusions sûres de l'étude des pollens puisque les données sont encore trop fragmentaires, on peut supposer que la plupart des pollens ne se sont pas déposés lors de la période d'accumulation, le matériel ayant été remanié. C'est pourquoi on doit se borner à déduire de la présence de *Betula* et de pollens de *Quercus*, que le Tibesti a connu autrefois des conditions climatiques différentes des actuelles, puisque ces plantes n'y poussent plus.

Dans la rubrique 14-C des analyses la croix signifie: valeur existante, mais selon l'avis de l'auteur, incertaine.

Pour les déterminations de coquillages, une croix veut dire: présent, mais non compté; deux croix: très fréquent. On peut considérer que les coquillages se sont formés in situ. La période de dépôt a dû correspondre à un écoulement lent des eaux, à en juger d'après l'abondance des coquilles d'une seule espèce dans les niveaux de calcaire lacustre.
Les espèces terrestres indiquent, tout comme les coquillages d'eaux douces, africains et éthiopiens, l'existence d'un climat plus humide que l'actuel. On ne peut pas déduire de la présence d'espèces holarctiques et paléoarctiques qu'il s'agissait d'un pluvial d'origine septentrionale, leur nombre étant trop petit.

The data of pollen distribution are as yet too incomplete to allow far-reaching conclusions. The presence of tertiary material indicates that part of the pollens may stem from older reworked sediments. The *betula* and *quercus* pollens only show that the Tibesti Mountains once had a climate different from today, as these plants no longer grow there.

In the column of radiocarbon dates a cross indicates that data are available, but too doubtful to be included (by the autor's opinion) Cf. table 3, p. 44.

In the gastropod data columns one cross means: specimen found, but number not counted; two crosses mean: very many specimen. The presence of *Hydrobia* and other species indicates slowly flowing, slightly brackish water during accumulation of the lacustrine limestone sediment.
The terrestrial as well as the africain-ethiopian fresh-water gastropods indicate a more humid climate than today. No northern pluvial phase can be inferred from the small number of holarctic and paleoarctic species.

Probe	Korngrößen in mm	Gew.-Ant. in %	Anzahl der Sandkörner (hell) glänz. eck.	karu rd.	mattiert eck.	karu rd.	(dkl.) glänz. eck.	karu rd.	mattiert eck.	karu rd.	Glimmer	Gesamt	Ca CO_2 in %	km	Bemerkungen
46	< 0,063												4	55,5	verfestigt Basis
47	< 0,063													56,2	Basis
39a	< 0,063												12	62,0	Tuffschotter, Bild 22, Basis
38	< 0,063												16	67,6	Tuffschotter, Basis
35	< 0,063												10	65,0	Bild 30, Basis
34	< 0,063												5	66,0	Basis
3	2 u. >	0,8												62,6	HT? Düne? Top
	1—2	0,3													
	0,5—1	4,4	3	1		157					2	163			
	0,25—0,5	52,0	2	10		344					1	357			
	0,125—0,25	33,8	10	38		618					3	669			
	0,063—0,125	6,8													
	< 0,063	2,1													
	Insgesamt	100,2	15	49		1119					6	1189			
5	2 u. >	0,1												69,5	HT Basis
	1—2	0,3													
	0,5—1	6,3	3	10		102						115			
	0,25—0,5	58,4	1	16		177					2	196			
	0,125—0,25	31,0	1	15		499					1	516			
	0,063—0,125	3,0	4	8		472						484			
	< 0,063	0,8													
	Insgesamt	99,9	9	49		1250					3	1311			
4	?												2	70,3	HT, verfestigt, Top
32	< 0,063												6	81,0	HT, Bild 33, Basis
30	< 0,063												7	84,5	HT, Basis
29	2 u. >													85,0	HT, Bild 37, Basis
	1—2	0,1													
	0,5—1	3,0				155				2		157			
	0,25—0,5	32,9				526				15		541			
	0,125—0,25	56,6				666						666			
	0,063—0,125	6,9	3	2	7	1103				6	3	1124			
	< 0,063	0,6													
	Insgesamt	100,1	3	2	7	2450				23	3	2488			
24	2 u. >	3,7												108,0	HT, Bild 38, Basis
	1—2	1,1													
	0,5—1	2,1				231					2	233			30 % Schieferplättchen
	0,25—0,5	52,6		8		336			1	3		348			
	0,125—0,25	35,8		5		942				47	1	995			
	0,063—0,125	6,2	5	14	3	519				4	1	546			
	< 0,063	0,6													
	Insgesamt	100,1	5	27	3	2028			1	54	4	2122			
25	2 u. >	3,8												108,0	HT, Bild 38, Top
	1—2	0,3													zahlreiche Tuffschotter, geschichtet
	0,5—1	1,3		2		23			6	18	2	51			
	0,25—0,5	37,0		11		137				2	1	151			
	0,125—0,25	49,3	3	36		386						425			
	0,063—0,125	7,7	3	16		680	2		1	23	4	729			
	< 0,063	0,6													
	Insgesamt	100,0	6	65		1226	2		7	43	7	1356			
8	2 u. >	42,0	Durch Verbackung nicht in HCl gelöstes Feinmaterial										2	143,0	HT, verfestigt, Top
	1—2														Probengewicht 91,94 g
	0,5—1	16,0	4	12	6	202	1			1		226			Verbackung entstand wahrscheinlich durch Einlagerung vulk. Tuffmaterials. Bei Bearbeitung m. HCl auftreten von H_2S-Geruch und schwefl. gelbe Syspension der HCl-Lösung
	0,25—0,5	29,0	19	23	5	383		1				431			
	0,125—0,25	7,0	81	74	18	390	3	1		2	1	570			
	0,063—0,125	4,0	81	101	18	380	2	1	1		3	587			
	< 0,063														
	Insgesamt	98,0	185	210	47	1355	6	3	1	3	4	1814			
10	2 u. >	1,2													Endpfanne nördl. Ehi Arayé
	1—2	4,9													
	0,5—1	10,7			9	103					1	113			
	0,25—0,5	23,4		2	2	304					2	310			
	0,125—0,25	33,9	5	13	25	309				1	7	360			
	0,063—0,125	21,6	14	8	189	82		1	1	8	16	319			
	< 0,063	4,3													
	Insgesamt	100,0	19	23	225	798		1	1	9	26	1102			
6	2 u. >													69,5	Düne
	1—2														
	0,5—1	0,2	4	2		191						197			
	0,25—0,5	46,7	2	16		323					1	342			
	0,125—0,25	51,5	1	34		685					3	723			
	0,063—0,125	1,6													
	< 0,063	0,0													
	Insgesamt	100,0	7	52		1199					4	1262			
11	2 u. >														Düne westl. der Endpfanne nördl. des Ehi Arayé. Verbackungsreste in den unteren Fraktionen zeigen an, daß Verwitterung (chem.) im Material stattgefunden hat (insbes. Glimmer zersetzt)
	1—2	0,3													
	0,5—1	83,54			8	158				1		167			
	0,25—0,5	6,6				407				3	2	412			
	0,125—0,25	5,8	1		2	368				8	2	381			
	0,063—0,125	3,3	3		6	488				22	6	525	starke Verbackungsreste		
	< 0,063	0,6													
	Insgesamt	100,0	4		16	1321				34	10	1485			
50	2 u. >	1,1												4,0	Prae HT, E. Tabi
	1—2	7,6	42	6		4				16		68			
	0,5—1	44,4	122	16		3				1		142			vereinzelt Lösungskaven
	0,25—0,5	30,3	156	80		6						242			matte Körner zersprungen
	0,125—0,25	10,8	10	305	1	34			2			352			gr. Lösungskaven
	0,063—0,125	3,9													Mattierung wahrscheinlich durch chem. Prozesse
	< 0,063	1,8													
	Insgesamt	99,9	330	407	1	47			2	17		804			

Anmerkungen zu Tabelle 2:

Tabelle 2 zeigt die Probenauswertung der Hochterrassensedimente nach der morphoskopischen Sandanalyse. Zum Vergleich wurden aus anderen Formen Proben mit untersucht. Es zeigt sich, die Korngrößenverteilung ist in verschiedenen Talbereichen nicht einheitlich. Auffallend in den sehr feinkörnigen Ablagerungen zwischen km 55,5 und 84,5 ist der sonst nicht auftretende Kalkgehalt. Er läßt sich dadurch erklären, daß die Bardaguéfluten durch die verstärkte Sedimentation des Enneri Oudingueur rückgestaut wurden und einen vorübergehenden See bildeten. Die Proben 5, 24, 25 und 29 zeigen ein deutliches Übergewicht mattierter Körner, die für Windtransport sprechen. Das Sediment wurde also unter ariden Klimabedingungen geformt und danach fluvial kurzzeitig umgelagert. Als Vergleich sind die Werte von zwei reinen Dünenproben (6, 11) beigefügt, sowie eine ohne Windformung vornehmlich durch fluviale Bearbeitung geformte Probe (50). Ein in geomorphologischer Hinsicht nicht genau definierbares Sediment (Probe 3) kann nach diesem Vergleich als zur Hochterrasse gehörig angesprochen werden. Probe 8 ist ein Beispiel für die in der Wende arid-pluvial verschwemmte äolische Sedimente in den oberen Partien der Hochterrasse, in die vulkanisches Material eingelagert wurde. Bei Probe 10 zeigt der relativ hohe Glimmeranteil die Nähe des Ausgangsgesteins (vgl. Karte 3), Granit, an. Verbachungserscheinungen des Dünenmaterials von Probe 11 deuten auf die Herkunft aus dem vom Nordostpassat ausgewehten Endpfannenbereich. Abweichungen der Angaben über die Gewichtsanteile von 100 % liegen in Wägefehlern begründet.

Tabelle 3: Ergebnis der Radiokohlenstoff-(14-C-)Analysen

Tableau 3: Datations of C 14

Table 3: Results of 14-C Analyses

Probenbezeichnung Numero d'échantillon Sample number		Alter in Jahren vor 1950 (a. b. p.) nach Laboratorien Age en annés avant 1950 (BP) selon les laboratoires Age determination (B. P.) according to laboratory		Fundort Lieu de prélèvement sampling site	Material und Lagerung Matériel et position du dépôt Material and its position
d. Einsend. du prélèv. submitter of	des Labors du laboratoire of laboratory	Hannover (Hv)	Heidelberg (H)		
Jä. 36 Jä. 16	Hv 2196 Hv 2779	8330±180 [1] [3] 6715±220 [1] [3]		Enneri Bardagué km 67,0 21° 42' N, 16° 49' E	Seekreide mit organischen Einschlüssen (vgl. Photo 30) Niveau de calcaire lacustre avec inclusions de matière organique Lacustrine limestone with organic matter
Jä. 23 a u. b	Hv 2981 a u. b	7340±1320 [1] [3] •		Ältere Endpfanne Enneri Bardagué 22° 33' N, 16° 42' E	Sedimentkruste eines Zwischenhorizontes Croute ferrugineuse dans en horizon intermediaire Sediment crust of an interface
Jä. V	Hv 2195	6930±370 [4] •		Ältere Endpfanne Enneri Bardagué 22° 47' N, 16° 42' E	Skelettknochen (vgl. Photo 53) Os de squelette Human bone
Jä. I	Hv 2194 H 2935-2430	4700±245 [2]	11925±300 [1] [5] •	Enneri Serde 21° 19'N, 17° 03' E	Torfhorizont in Mittelterrassenkörper 0,8 m unter Top Niveau de tourbe dans le dépôt de la moyenne terrasse à 0,8 m du sommet Peat layer in the intermediate terrace 80 cm below top
So. I	Hv 2261	4060±165 [3] •		Ältere Endpfanne Enneri Bardagué 22° 38' N, 16° 35' E	Wurzel in Sand-Kies-Sediment Racine dans un sédiment de sable et gravier Root in a sand-gravel sediment
Gab. 1	Hv 2260	2690±435 [3] •		Enneri Direnao 21° 32' N, 17° 10' E	Elefantenknochen in Niederterrasse Os d'éléphant dans la base terrasse Elephant bone in the lower terrace
Gab. 3	Hv 2198	1440±150 [3] •		Enneri Direnao 21° 30' N, 17° 08' E	Holzkohle in neolithischer Abfallgrube Charbon de bois dans un détrius de cuisine néolithique Charcoal from a neolithic camp
Jä. 20	Hv 2980	9200± 95 •		Enneri Bardagué km 18,2 21° 22' N, 16° 58' E	Kalkkonkretion von Oberfläche Mittelterrasse (vgl. Photo 18) Concretion calcaire de la surface de terrace moyenne Limestone concretions from the top of the intermidiate terrace
Jä. 45	H 2937-2431		9340± 85 [1] [5] •	Enneri Bardagué km 54,3 21° 38' N, 16° 54' E	Sediment mit organischen Einschlüssen 0,2 m unter Top Mitterrasse Sédiment avec inclusions de matière organique de la moyenne terrasse à 0,2 m du sommet Sediment with organic inclusions 20 cm below Top of intermediate terrace
12154 Hg. 67	H 2938-2432		8295±190 [1] [5] •	Krater Begour Cratère Begour 21° 19' N, 16° 15' E	Sediment mit organischen Einschlüssen Sédiment avec inclusions de matière organique Sediment with organic inclusions
Gr. 1	H 2939-2357		8180± 70 [1] [5] •	Enneri Yebbigué 20° 54' N, 18° 06' E	Sediment mit organischen Einschlüssen Sédiment avec inclusions de matière organique Sediment with organic inclusions
Jä. II	H. 2936-2372 BER	1575±95 [3] • ••	1780± 60 [3] •	Ältere Endpfanne Enneri Bardagué 22° 33' N, 16° 39' E	Holz von toten Tamarisken (vgl. Photo 45) Bois mort de tamaris Wood from dead tamarisks
Jä. 12 Jä. 17	Hv 2776 Hv 2780	4190±375 [1] [3]		Enneri Bardagué km 75,2 21° 45' N, 16° 48' E	Sediment mit organischen Einschlüssen Sédiment avec inclusion de matière organique Sediment with organic inclusions
Jä. 13 Jä. 14	Hv 2777 Hv 2778	1890±200 [1] [3]		Enneri Bardagué km 75,2 21° 45' N, 16° 48' E	Sediment mit organischen Einschlüssen Sédiment avec inclusion de matière organique Sediment with organic inclusions
Jä. 28	Hv 2782	1430±190 [1] [3]		Enneri Bardagué km 85,0 21° 50' N, 16° 46' E	Seekreidehorizont mit organischen Einschlüssen (vgl. Photo 36) Niveau de calcaire lacustre inclusions de matière organique Lacustrine limestone layer with organic inclusions

Anmerkungen zu Tabelle 3

Die Abkürzungen der Probeneinsender bedeuten: Gab.: GABRIEL; Gr.: GRUNERT; Hg.: HAGEDORN; Jä.: JÄKEL; So.: SOMMER. Genauere Angaben über die Lagerungsverhältnisse des Probenmaterials sind in den Arbeiten der Einsender zu finden (siehe Literaturverzeichnis).

Bemerkungen 1—5 beziehen sich auf die Art der Präparierung der Proben in den 14-C-Labors und die Eigenarten der Proben selbst. 1. Möglicherweise von Hartwassereffekt beeinflußte Proben, die bis zu maximal 3500 Jahren zu hohe Alter ergeben können (Eichmessung in Vorbereitung). 2. Datierung der Totalsubstanz. 3. Datierung der Huminsäure oder des organischen Anteils (bei Knochen Kollagen). 4. Datierung des Kalkgehaltes. 5. Restsubstanz nach Extrahierung der Huminsäuren und des Kalkgehaltes.

*) Die Altersangabe erscheint dem Verfasser als zuverlässig.

**) Die Probe wurde am Hahn-Meitner-Institut Berlin bearbeitet.

Kilometerangaben nehmen auf das Nivellement des Enneri Bardagué bezug (siehe Kartentasche).

Die verhältnismäßig hohe Altersdifferenz der Probe Jä. I durch die Labors in Hannover und Heidelberg geht vermutlich darauf zurück, daß in Hannover die im Probenmaterial enthaltene Huminsäure bei der Aufbereitung nicht extrahiert wurde. Da es nach der Bildung der Mittelterrasse noch einmal eine Feuchtzeit gab, ist sehr wahrscheinlich, daß durch Sicker- bzw. Kapillarwasser jüngeres Material in die Mittelterrassensedimente gelangte. Die in Hannover ermittelten Werte der Sedimentproben werden deshalb für die letzte (neolithische) Feuchtzeit repräsentativ sein, während die älteren Angaben aus Heidelberg den Zeitpunkt der Sedimentation der Mittelterrasse angeben dürften. Diese Auffassung wird durch die Analyse Hv. 2980 gestützt. Als Beleg dafür werden auch die Ergebnisse der Vergleichsuntersuchungen von Material ein- und desselben Horizontes in Hannover (Hv. 2196 und Hv. 2779) angesehen werden können (vgl. auch S. 34). Deutlich wird das auch bei den Werten der Proben Hv. 2776/2780, 2777/2778 und 2782 (vgl. auch Bild 37) Aufgrund der stratigraphischen Lagerung ist ein so junges Alter ausgeschlossen, was durch die Altersbestimmung der Probe Hv. 2260 belegt werden kann. Zwischen den Sedimenten der zuerst genannten Proben und dem von Hv. 2260 liegt eine Erosionsphase. Die unterschiedlichen Altersangaben zur Probe Jä. II durch die Laboratorien in Heidelberg und Berlin liegen bei Sigma 2 innerhalb der angegebenen Fehlergrenze.

Les remarques 1 à 5 concernent la méthode de préparation des échantillons dans les laboratoires de C 14 et la nature même des échantillons.

1. Echantillons ayant probablement subi des effets de l'eau calcaire, qui ont pu donner des âges trop anciens avec une erreur maximale de 3.500 ans (des datations de contrôle sont en préparation). 2. Datation de la matière totale. 3. Datation des acides humiques ou de la partie organique. 4. Datation de la teneur en calcium. 5. Substance résiduelle après extraction des acides humiques et de la teneur en calcium.

*) l'auteur considère l'âge comme sure.

**) l'échantillon a été préparé à l'institut Hahn-Meitner de Berlin.

Les données kilomètriques se rapportent au nivellement de l'Enneri Bardagué (voir poche contenant les cartes).

La différence d'âge relativement grande de l'échantillon Jä I, analysé par les laboratoires de Hanovre et Heidelberg, est peut-être imputable au fait qu'à Hanovre on n'a pas extrait l'acide humique lors de la préparation de l'échantillon. Il est probable que du matériel plus jeune ait pénétré dans les dépôts de la moyenne terrasse par les eaux d'infiltration, puisqu'il y a encore eu une période humide depuis la formation de cette terrasse. Ainsi les âges obtenus à Hanovre sont représentatifs pour la dernière période humide (néolithique), alors que les âges plus anciens de Heidelberg pourraient indiquer l'époque de la sédimentation du matériel formant la moyenne terrasse. Cette interprétation est soutenue par l'analyse Hv. 2980. La preuve en est que les résultats des recherches effectuées à Hanovre pour comparer le matériel peuvent être considérés comme provenant d'une et même stratification (Hv. 2196 et Hv. 2779) (comparez aussi page 34). Les âges des échantillons Hv. 2776/2780, 2777/2778 et 2782 (comparez aussi image 37) permettent aussi de s'en rendre compte clairement. Si l'on se réfère à la stratification stratigraphique, un si jeune âge est exclu et ceci peut être prouvé par la détermination de l'âge de l'échantillon Hv. 2260. Il existe une phase d'érosion entre les sédiments des échantillons mentionnés tout d'abord et celui de l'échantillon Hv. 2260. Les différents âges attribués à l'échantillon Jä II par les laboratoires de Heidelberg et de Berlin se situent à Sigma 2 dans la limite indiquée des erreurs.

Abbreviations of submitters' names: Gab: GABRIEL; Gr: GRUNERT; Hg: HAGEDORN; Jä: JÄKEL; So: SOMMER.

More detailed information about the samples may be found in the papers written by the submitters (cf. bibliography).

Notes 1—5 refer to treatment of samples at the respective 14-C laboratory and to special properties of the samples.

1. Sample probably contaminated by hard water, which may give dates up to 3500 years too old (control measurements under preparation). 2. Date obtained from the total substance. 3. Date obtained from humic acid or from the organic content (collagene — biotite of bones). 4. Date from limestone content. 5. Residual substance after extraction of humid acid and limestone.

*) Date seems reliable to the author.

**) Sample processed at the Hahn-Meitner-Institute, Berlin.

Km-figures refer to the longitudinal profile of Enneri Bardagué (cf. map supplement).

The difference between the Heidelberg and the Hannover laboratory dates of sample Jä I may be due to humic acid extraction prior to measurement at Heidelberg only. As there was another humid period after deposition of the intermediate terrace, percolation of water may have transported younger material into the sediment.

Therefore the age determined at Hannover may be representative of the last-neolithic-humid period, whereas the older Heidelberg date should fall into the sedimentation period of the terrace.

This view is supported by test measurements at Hannover of samples of the same layer (Hv 2196, Hv 2779) and by the dates of samples Hv 2776/2780, 2777/2778, and 2782 (cf. also photo 37).

Stratigraphic evidence precludes such a late date for the intermediate terrace, which becomes apparent also from the date of sample Hv 2260: there is a discontinuity between Hv 2260 and the samples mentioned previously.

Age differences of sample Jä II lie at sigma 2 within the given margin of error.

LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen:

Afr. Ec. Hum. Ev.:	African Ecology and Human Evolution Wenner-Gren-Foundation Viking-Found Publications in Anthropology. London, 1964
B. Geogr. Abh.:	Berliner Geographische Abhandlungen. Berlin
B. R. G. M.:	Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris
Bull. Soc. géol. Fr.:	Bulletin de la Société géologique de France. Notes et mémoires. Paris
Bull. Soc. préhist. Fr.:	Bulletin de la Société préhistorique française. Paris
C. R. Acad. Sci.:	Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences. Paris
C. R. somm. Soc. géol. Fr.:	Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France. Paris
I. G. N.:	Institut Géographique National, Paris
Libyca APE:	Libyca-Série Anthropologie, Préhistoire, Ethnographie. Alger
MBTT:	Mission Berliet. Ténéré - Tchad. 9. Nov. 1959-7 Janv. 1960, 23 Oct. 1960-9 Déc. 1960. Documents scientifiques publiés par les soins de Henri J. Hugot. Préface de L. Balout. Paris: Arts et métiers graphiques 1962
Mission BET:	Mission Borkou-Ennedi-Tibesti. Bulletin de la Direction des mines et de la géologie No. 8. Gouvernement général de l'Afrique Equatorial Française. Service géologique. Notes relatives aux travaux effectués en 1956. Paris: 1957.
SCL/NCh:	South Central Libya and Northern Chad. A Guidebook to the Geology and Prehistory Petroleum Exploration Society of Libya. Eighth Annual Field Conference 1966. (Amsterdam:) 1966.
Trav. Inst. Rech. Sah.:	Travaux de l'Institut de Recherches sahariennes. Alger.
Tropiques:	Tropiques-Revue des Troupes Coloniales. Paris.

a) Karten und Luftbilder

Fiziko-geografičeskij atlas mira.
Moskva: AN SSSR i GUGK SSSR 1964.

Carte de l'Afrique 1 : 1 000 000 (Regionale Ausgabe der Internationalen Weltkarte)
NE 33 Bilma, NE 34 Largeau, NF 34 Puits de Sarra.
Paris: IGN

Fond topographique au 1 : 200 000 (Type régions désertiques)
Série: NF 33 . . . Paris (Brazaville): IGN

Minute photogrammétrique 1 : 200 000
dressée de la Direction des mines et de la géologie de l'Afrique
Série: 33 . . . Paris (Brazaville): IGN

Topographic Map of United Kingdom of Libya.
1 : 2 000 000. Herausgeg. vom U. S.-Geological Survey
Washington 1962, Map I - 350 B

Carte Géologique de l'Afriqre Eqatoriale Française au 1 : 2 000 000
Notice explicative par Gérard, G., Paris 1958

Bardai, Kartenprobe 1 : 25 000, bearbeitet von G. PÖHLMANN, Berlin 1967

Bardai, Stadtplan 1 : 4000, bearbeitet von G. PÖHLMANN, Berlin 1967

USAF Operational Navigation Chart 1 : 1 000 000,
Nr. ONC-H-3, H-4, J-4. Veröffentlicht von dem Aeronautical chart and information center of the United States Air Force, St. Louis 18, 1963.

Luftbilder:

Centre de Documentation des Photographies Aériennes. Photographies aériennes 1 : 50 000
Série NF 33 XI, XII, XVII, XXIII . . . Paris: IGN

Aero Exploration, Frankfurt/M., Fluggesellschaft für Geodäsie, Geologie, Geophysik.

Luftbilder 1 : 20 000, Tibesti, vom 7. 2. 1965, Serie A, B, C, D, E.

b) Bücher, Abhandlungen und Zeitschriften

ABDUL-SALAM, A. (1966): Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. B. Geogr. Abh. H. 3. 52 S.

AKESTER, R. (1958): Tibesti — Land of the Tebou. Geographical Magazine. London. Bd. 31, Nr. 1, S. 12-26

ALIMEN, H. (1955): Préhistoire de l'Afrique. Paris

ALIMEN, H. (1959): Incursion dans les sables du Sahara. Scientia. Asso (Como). Bd. 94, Nr. 1, S. 7-12

ALIMEN, H.; CHAVAILLON, J.; CONRAD, G. (1959): Formations arides et paléosols quaternaires au Sahara nord-occidental. C. R. somm. Soc. géol. Fr. Nr. 5, S. 104/105

ARAMBOURG, C. (1948): Observations sur le Quaternaire de la région du Hoggar. Trav. Inst. Rech. Sah. V, 7-18, Alger

ARAMBOURG, V. (1952): La paléontologie des vertébrés en Afrique du Nord Française. XIX. Congr. Géol. Int. Mon. Rég., Alger

BALCONI, M. (1947): Le rocce della propaggine nord-orientale del Tibesti. Period. mineral, Ital., 16, No. 1-2 (1946-1947)

BALOUT, L. (1952): Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne. Trav. Inst. Rech., Sah. VIII, 9-21, Alger

BERNARD, E. (1962): La théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. Conf. préhist. pan-afr. Léopoldville, Acad. r. Sci. O.-M. Cl. Sci. nat. médic., Mém., (1962), 12, Nr. 1, 232 p., 2 pl., 3 fig. 1. dpl. h. t.

BIROT, P.; CAPOT-REY, R.; DRESCH, J. (1959): Recherches morphologiques dans le Sahara central. Trav. Inst. Rech. Sah. Bd. 13, S. 13-74, Alger

BIROT, P.; LHENAFF, R.; MONTEUX, P. (1958): Recherches sur la limite septentrionale des glacis d'érosion en roches tendres. Centre National de la Recherche Scientifique. Centre de Documentation Cartographique et Géographique. Mémoires et Documents. Bd. 4, S. 35-39. Paris

BISHOP, W. W. (1964): The later Tertiary and Pleistocene in Eastern Equatorial Africa. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 246-275

BIZARD, Ch.; BONNET, A.; FREULON, J. M.; GERARD, G.; de LAPPARENT, A.; VINCENT, P. M.; WACRENIER, P. (1955): La série géologique entre le Djado et le Tibesti (Sahara Oriental). C. R. Acad. Sci., Fr., 241, p. 1320-1323

BIZARD, Ch.; BONNET, A.; FREULON, J. M.; GERARD, G.; de LAPPARENT, A.; VINCENT, P. M.; WACRENIER, P. (1955 a): Sur l'extension de couches continentales tertiaires („Continental terminal") dans le Nord-Est du Bassin du Tchad. C. R. Acad., Sci., Fr., 241, p. 1800-1803

BLUTHGEN, J. (1966): Allgemeine Klimageographie. Ersch. in: Lehrbuch der Allgemeinen Geographie Bd. II, 2. Aufl, 720 S., 189 Abb., 98 Tab., de Gruyter. Berlin

BOBEK, H. (1953/54): Klima und Landschaft Irans in vor- und frühgeschichtlicher Zeit, Geogr. Jahrbericht a. Österreich 25, p. 1-42

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge. Am Beispiel von Misky-Zubringern. Hausarb. f. d. 1. Wiss. Staatspr., Berlin

BONNET, A.; FREULON, J. M.; de LAPPARENT, A.; VINCENT, P. M. (1955): Observations géologiques sur l'Ennedi, le Mourdi et les Erdis (Territoire du Tchad, A. E. F.). C. R. Acad. Sci., Fr., 241, p. 1403-1405

BORDET, P. (1951 a): Sur le morphologie des appareils phonolithiques de l'Atakor du Hoggar, C. R. Acad. Sci. Fr., T. 232, 1126-1128, Paris

BORDET, P. (1951 b): Présence de latérites fossiles dans l'Atakor du Hoggar, C. R. somm. Soc. Géol. France, T. 597, Paris

BORDET, P. (1952): Les appareils volcaniques récents de l'Ahaggar. XIX. Congr. Géol. Int., Mon. Rég. I. Ser: Algérie, 11, Alger.

BRIEM, E. (1967): Arbeitsbericht zu Felduntersuchungen im Enneri Wouri, Tibestigebirge, unveröffentlichtes Manuskript, Bardai

BROCHU, M. (1956): Essai sur la limite en altitude des phénomènes glaciaires et périglaciaires aux basses altitudes équatoriales et tropicales. Cahiers géologiques. Thoiry. Nr. 38, S. 373-383

BROOKS, C. E. P. (1949): Causes of climatic fluctuations. (Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 75, S. 172-185)

BROOKS, C. E. P. (1949²): Climate through the ages. (London, 395 S.)

BROOKS, C. E. P. (1950): Climatic fluctuations and the circulation of the atmosphere. (Weather 5, S. 113-119)

BROOKS, C. E. P. (1951): Geological and historical aspects of climatic change. (In: Compendium of Meteorology. Boston/Mass. S. 1004-1018)

BRUCKNER, W. D. (1957): Laterite and Bauxite Profiles of West Africa as an Index of Rhythmical Climatic Variations in the Tropical Belt. With an Appendix on the Chief Factors Involved in the Formation and Preservation of Laterite and Bauxite. Eclogae Geologicae Helvetiae. Basel. Bd. 50, Nr. 2, S. 239-256

BRUSCHEK, G.: Geologisch-vulkanologische Untersuchungen im Zentraltibesti. Arbeit in Vorbereitung.

BÜDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. (Naturwiss. 36, S. 105-112 und 133-139)

BÜDEL, J. (1950): Das System der klimatischen Morphologie. (Verhdlgn. Dt. Geogr.-Tag, München 1948, Landshut, S. 65-100)

BÜDEL, J. (1952): Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. Erdkunde VI, 104-132, Bonn

BÜDEL, J. (1953): Klima-morphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953, Erdkunde VIII, 139-156, Bonn

BÜDEL, J. (1954): Sinai, die Wüste der Gesetzesbildung. Abh. Akad. Raumforsch., 28 (Festschr. H. MORTENSEN), Bremen

BÜDEL, J. (1955): Reliefgenerationen und plioplеistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (Zentrale Sahara). Abh. ersch. in: Ztschr. Erdkunde, Bd. IX, S. 100-115, 6 Abb.

BÜDEL, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Nr. 2, S. 201-228, Berlin

BÜDEL, J. (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit. (Würzburger geogr. Arbeiten H. 8, 45 S.)

BÜDEL, J. (1963): Die jungpliozänen und quartären „Pluvialzeiten" der Sahara. (Eiszeitalter und Gegenw. 13, S. 161-187)

BURINGH, P. (1956): Pluvial Phases in the Pleistocene and their Influence on Present Soil Conditions in Iraq. Rapport du Sixième Congrès International de la Science du Sol. Paris. S. 87/88

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge) Hausarbeit f. d 1. Wiss. Staatsprüfung, Berlin

BUTZER, K. W. (1957): Mediterranean Pluvials and the General Circulation of the Pleistocene. Geografisker Annaler. Stockholm. Bd. 39, Nr. 1, S. 48-53

BUTZER, K. W. (1957 a): The Recent Climatic Fluctuation in Lower Latitudes and the General Circulation of the Pleistocene. Geografisker Annaler. Stockholm. Bd. 39, Nr. 2/3, S. 105-113

BUTZER, K. W. (1957 b): Late Glacial and Postglacial Climatic Variation in the Near East. Erdkunde. Bonn. Bd. 11, Nr. 1, S. 21-35

BUTZER, K. W. (1958): Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. Bonner Geographische Abhandlungen Nr. 24. Bonn. 157 S.

BUTZER, K. W. (1958 a): Studien zum vor- und frühgeschichtlichen Landschaftswandel in der Sahara. I. Die Ursachen des Landschaftswandels der Sahara und der Levante seit dem klassischen Altertum. Akademie der Wissenschaften und der Literatur. (Mainz) Abhandlungen der math. nat. Klasse. Mainz, Nr. 1, S. 5-19;

II. Das ökologische Problem der Felsbilder in der östlichen Sahara. Akademie der Wissenschaften und der Literatur (Mainz). Abhandlungen der math. nat. Klasse. Mainz. Nr. 1, S. 20-49

1959 b. III. Die Naturlandschaft Ägyptens während der Vorgeschichte und der Dynastischen Zeit. Akademie der Wissenschaften und der Literatur (Mainz). Abhandlungen der math. nat. Klasse. Mainz. Nr. 2, S. 45-122

BUTZER, K. W. (1958 b): The Near East During the Last Glaciation: A Palaeo geographical Sketch. Geographical Journal. London. Bd. 124, Nr. 3, S. 367-369

BUTZER, K. W. (1959): Contributions to the Pleistocene Geology of the Nile Valley. Erdkunde. Bonn. Bd. 13, Nr. 1, S. 46-67

BUTZER, K. W. (1959 a): Some Recent Geological Deposits in the Egytian Nile Valley. Geographical Journal. London. Bd. 125, S. 75-79

BUTZER, K. W. (1961): Paleoclimatic implications of pleistocene stratigraphy in the Mediterranean area. (Annals New York Acad. Sci. 95, 1, S. 449-456

BUTZER, K. W. (1962): The Pleistocene sequence in Egypt and its implication for pluvial-glacial correlation in the Sahara. Mus. r. Afr. centr. Ann. in Sci. hum., Belg., Nr. 40, p. 133-139

BUTZER, K. W. (1963): Climatic-geomorphological interpretation of pleistocene sediments in the Eurafrican subtropics. (Viking Fund Publ. Anthropol. 36, S. 1-27

CAMPO, M. van; COQUE, R. (1960): Polynologie et Géomorphologie dans le Sud Tunesien. Abh. ersch. in Pollen et Spores, Museum nat. à historie naturelle vol. III, No. 2, Nov.

CAPOT-REY, R. (1951): Une carte de l'indice d'aridité au Sahara français. Bull. Assoc. Géogr. Fr., Nr. 216-217, S. 73-76

CAPOT-REY, R. (1953): Le Sahara Français. Pays d'outre-mer. Colonies, Empires, Pays Autonomes. Collection Internationale de Documentation publiée sous la direction de Ch.-André Julien. Quatriéme séries: Géographie de l'Union Française, publiée sous la direction de Ch.-André Julien et Jean Dresch. 1. Afrique Blanche Française. Tome second. Paris: Presses Universitaires de France. 564 S.

CAPOT-REY, R. (1953 a): Recherches géographiques sur le confins algéro-libyens. Trav. Inst. Rech. Sah. X, 33-73, Alger

CAPOT-REY, R. (1956): Données nouvelles sur le climat de montagne au Sahara central. 18. Congress international géogr. Rio de Janeiro, t. I. p. 218-222

CAPOT-REY, R. (1957): Introduction à une géographie humaine de Borkou. Trav. Inst. Rech. Sah. Bd. 16, 2. S. 41-72

CHAPELLE, J. (1957): Nomades noirs du Sahara. Paris: Plon. 449 S.

CHAVAILLON, J. (1956): Quaternaire de la vallée du Guir (Sahara nord-occidental dans la région Béni-Abbès-Hassi-Fokra. C. R. Somm. Soc. géol., Fr., Nr. 10, p. 142-146

CHAVAILLON, J., et N. (1957): Chronologie du Quaternaire saharien depuis les derniers dépôts du Paléolithique ancien jusqu'au Néolithique. C. R. Acad. Sci., Fr., 244, p. 1663-1666

CHAVAILLON, J. (1964): Etude stratigraphique des formations quaternaires du Sahara Nord-Occidental (Colomb-Béchar à Reggane). Publication du centre de recherches sur les zones arides. Centre National de la Recherche Scientifique. Série: Géologie. No. 5. Paris. 393 S., 32 Tafeln

CLAYTON, R. W. (1956): Linear Depressions (Bergfußniederungen) in Savannah Landscapes. Geographical Studies. London. Bd. 3, Nr. 2, S. 102-126

CONRAD, G. (1959): Observations préliminaires sur la sédimentation dans les daias de la Hammada du Guir. Bull. Soc. géol. Fr. 7e-Série, T. 1, S. 156-162

CONRAD, G. (1963): Synchronisme du dernier Pluvial dans le Sahara septentrional et le Sahara méridional. C. R. Acad. Sci. t. 253, Nr. 17, p. 2506-2509

CONRAD, G., et J. (1965): Précisions stratigraphiques sur les dépôts holocènes du Sahara occidental grâce à la géochronologie absolue. C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 7, p. 234-236

COOKE, H. B. S. (1957): Observations Relating to Quaternary Environments in East and Southern Africa. The Geological Society of South Africa. Annexure to Volume 60. Alex(ander) L(ogie) du Toit Mémorial Lectures No. 5. Johannesburg, 73 S.

COQUE, M. R. (1935): Notes morphologiques sur les grands Chotts tunisiens. Bulletin de l'association de géographes Français. Paris. No. 253/254, S. 174-185

CORNET, A. (1962): Rapport géologique. MBTT. S. 33-70

DALLONI, M. (1934): Mission au Tibesti (1930-31), dirigée par M. Dalloni. Bd. 1. Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France. Bd. 61, Série II. Paris: Gauthier-Villars. 373 S. Bd. 2, 1936

DELIBRIAS, G.; HUGOT, H.-J.; QUEZEL, P. (1957): Trois datations de sédiments sahariens récents par le radio-carbone. Libyca APE. Bd. 5, S. 267-270

DELIBRIAS, G.; HUGOT, H.-J. (1962): Datation par la méthode dite „du C 14" du néolithique de l'Adrar Bous (Ténéréen). MBTT. S. 71/72

DESIO, A. (1942): Il Tibesti Nord-orientale. Reale Società Geografica Italiana: Il Sáhara Italiano. Roma. Anno XX, 232 S.

DIXEY, F. (1955): Erosion Surfaces in Africa, some Considerations of Age and Origin. Transactions of the Geological Society of South Africa. Johannesburg. Bd. 58, S. 265-280

DUBIEF, J. (1947): Les pluies au Sahara Central. Trav. Inst. Rech. Sah. VI, 7-23, Alger

DURAND, J. H. (1959): Les sols d'Algérie. Bulletin technique d'information des ingénieurs des services agricoles. Paris. Nr. 142, S. 385-393

DUTIL, P. (1959): Sur la présence de deux niveaux quaternaires dans le massif central du Sahara (Hoggar). C. R. somm. Soc. géol. Fr. Fasc. 7, S. 199/200

ERGENZINGER, P. J. (1966): Road Log Bardai-Trou au Natron. SCL/NCh. S. 89-94

ERGENZINGER, P. J. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tchadbeckens. Aufs. ersch. in: Informationen Kultur und Wissenschaft der Deutsch-tchadischen Gesellschaft (KW) 8/67, Bonn

ERGENZINGER, P. J. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Abh. ersch. in: Ztschr. f. Geomorphologie N. F. Bd. 12, H. 1, S. 98-104

ERGENZINGER, P. J. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. Abh. ersch. in: Die Erde, Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jg. 99, Heft 2, S. 176-183, Berlin

ERGENZINGER, P. J. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Abh. ersch. in: Deutscher Geographentag, Bad Godesberg 1967. Tagungsbericht und wissenschaftl. Abh. S. 412-425. Verlag Steiner, Wiesbaden

FAIRBRIDGE, R. W. (1961): Eustatic changes in sea level. (Physics a. chemistry of the earth 4, S. 99-185)

FAIRBRIDGE, R. W. (1962): New radiocarbon dates of Nile sediments. Nature, 196, S. 108-110

FAURE, H. (1954): Géologie des régions du Nord du Tchad (Territoire du Niger) C. R. Somm. Soc. géol. Fr., p. 309-312

FAURE, H (1959): Sur quelques dépôts du Quaternaire du Ténéré (Niger) C. R. Acad. Sci., Fr., 249, Nr. 25, p. 2809-2811

FAURE, H. (1963): Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoiques du Niger oriental. Thèse Publ. B. R. G. M., Paris, 470 p.

FAURE, H.; MANGUIN, E. et NYDAL, R. (1963): Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental: Diatomites et âges absolus. Bull. B. R. G. M., Nr. 3, p. 41-63

FAURE, H. (1966): Reconnaissance Géologique des formations sédimentaires post-paléozoiques du Niger oriental. B. R. G. M. Rep. du Niger, Publ. 1, Paris 630 p.

FLINT, R. F. (1959): Pleistocene Climates in Eastern and Southern Africa. Bulletin of the Geological Society of America. New York. Bd. 70, H. 37, S. 343-374

FLOHN, H. (1951): Bemerkungen zum Problem der globalen Klimaschwankungen. (Arch. Meteor., Geophys. Bioklimat. B, 9, S. 1-13)

FLOHN, H. (1951 a): Solare Vorgänge im Wettergeschehen. (Arch. Meteor., Geophys. Bioklimat. A, 3, S. 303-329)

FLOHN, H. (1952): Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. (Geolog. Rdsch. 40, S. 153-178) Stuttgart

FLOHN, H. (1953): Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkunde VII, 266-275. Bonn

FLOHN, H. (1959): Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihre geophysikalischen Ursachen. (Dt. Geogr.-Tag Würzburg 1957. Tag.-Ber. u. wiss. Abh., Wiesbaden, S. 201-214)

FLOHN, H. (1959 a): Kontinental-Verschiebungen, Polwanderungen und Vorzeitklimate im Lichte paläomagnetischer Meßergebnisse. (Naturw. Rdsch. 12, S. 375-384)

FLOHN, H. (1960): Climatic fluctuations and their physical causes, especially in the Tropics. (In: D. J. Bargman [Hersg.]. Tropical meteorology in Africa. Nairobi, S. 270-282)

FLOHN, H. (1963): Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. (Eiszeitalter u. Gegenw. 14, S. 153 bis 160)

FLOHN, H. (1963 a): Klimaschwankungen und großräumige Klimabeeinflussung. (Arbgem. Forschg. Nordrhein-Westfalen, Natur.-, Ing.- und Ges.-Wiss. H. 115. Köln/Opladen, S. 5-61)

FLOHN, H. (1964): Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. (Geol. Rdsch. 54, S. 504-515)

FLUG, R. (1969): Quaternary Lakes of Eastern Brazil. Photogrammetria, Vol. 24, No. 1, S. 29-35

FLUG, R. (1969 a): Das Überschüttungsrelief des Rio Dôce, Brasilien. 7 Fig. und 6 Photos. Zeitschr. f. Geomorphologie, N. F. Bd. 13, H. 2, S. 141-162, Berlin

FOURNIER, F. (1960): Climat et érosion. P. U. F., Paris, 201 p.

FRANZ, H. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Klimatologie des Quartärs im Tchadbecken (Französisch-Aequatorialafrika). Abh. ersch. in: Mitt. d. Geol. Ges., Wien, Bd. 51, S. 19-65

FRANZ, H. (1958): Boden- und wasserwirtschaftliche Probleme im Tchadgebiet. Österreichische Wasserwirtschaft. Wien. Jg. 10, H. 3, S. 48-51

FRENZEL, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. 291 S., 107 Abb., 23 Tabellen. Braunschweig

FUCHS, P. (1957): Felsmalereien und Felsgravuren im Tibesti Borku und Ennedi. Archiv für Völkerkunde. Wien. Bd. 12, S. 43-46

FUCHS, P. (1961): Die Völker der Südost-Sahara. Wien.

FÜRST, M. (1965): Hamada-Serir-Erg. — Eine morphogenetische Analyse des nordöstlichen Fezzan. Abh. ersch. in: Ztschr. f. Geomorphologie NF, Bd. 9, Heft 4, S. 385-422

FÜRST, M. (1966): The Serir Tibesti, Its Form, Material and Development. SCL/NCh. S. 43-46

FÜRST, M. (1968): Die Paleozän-Eozän-Transgression in Südlibyen. Geol. Rdsch., Bd. 58, H. 1, S. 296-313. Stuttgart

FÜRST, M. (1966 a): Bau und Entstehung der Serir Tibesti. Abh. ersch. in: Ztschr. f. Geomorphologie NF, Bd. 10, H. 4, S. 387-418, 1 Karte, 28 Abb.

FURON, R. (1957): Le Sahara. Géologie-Ressources minérales-mise en valeur. Paris: Payot. 400 S.

GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen des Wadi Bardagué im Jahre 1968 (Tibesti, Rep. du Tchad). Abh. ersch. in: Zeitschr. f. Geomorphologie NF, Bd. 14, H. 2, S. 202-218

GELLERT, J. F. (1958): Kurze Bemerkungen zur Klimazonierung der Erde und zur planetarischen Zirkulation der Atmosphäre in der jüngeren erdgeschichtlichen Vorzeit, ausgehend vom Tertiär. (Wiss. Z. Pädag. Hochschule Potsdam, Math.-naturwiss. Reihe 3, Potsdam, S. 145-151)

GEZE, B. (1957): Reconnaissance volcanologique du Tibesti. Bull. Dir. Min. Géol., A. E. F., p. 119-125

GEZE, B. (1957 a): Réflexions sur les ignimbrites et les laves acides. C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 348

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. (1957): Le volcan de l'Emi Koussi, dans le Tibesti Oriental. C. R. Acad. Sci., Fr., 245, p. 2064-2067

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, P. (1957): Morphologie et dynamisme des grands volcans du Tibesti (Sahara du Tchad). C. R. Somm. Soc. géol. Fr., p. 117

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, P. (1957 a): Le volcan du Toussidé dans le Tibesti Occidental. C. R. Acad. Sci., Fr., 245, p. 1815-1818

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, P. (1957 b): Succession et âge probable des formations volcaniques du Tibesti. C. R. Acad. Sci., Fr., 245, p. 2328-2331

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, P. (1959): Les volcans du Tibesti (Sahara du Tchad). Bull. volcanol., Ital., (2), 22, p. 135-172

GEZE, B.; VINCENT, P. (1957): Les volcans du Tarso Yéga, du Tarso Toôn, du Tarso Voôn et de Soborom, dans le Tibesti Central. C. R. Acad. Sci., Fr., 245, p. 1938-1940

GIGOUT, M.; JOLY, F. (1957): Essai de corrélation du quaternaire fluviatile de la région de Ksar-es-Souk (Sud-Est-marocain) et du Nord du Maroc. C. R. Acad. Sci. Bd. 245, No. 3, S. 328-331

GILLET, H. (1959): Une mission scientifique dans l'Ennedi (Nord-Tchad) et en Oubangi. Journal d'agriculture tropicale et de botanique appliquée. Paris. Bd. 6, H. 11, S. 505-573

GRAHMANN, R. (1952): „Das Eiszeitalter und der Übergang zur Gegenwart." Erdkundliches Wissen, Heft 1, 62 S. und 20 Bilder. Verlag des Amtes für Landeskunde, Remagen

GROSS, H. (1958): Die bisherigen Ergebnisse von C-14-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Abh. ersch. in: Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 9, S. 155-187

GROVE, A. T. (1958): The Ancient Erg of Haussaland and Similar Formations on the South-Side of the Sahara. Geographical Journal. London. Bd. 124, Nr. 4, S. 528-533

GROVE, A. T. (1959): A Note on the Former Extend of Lake Tchad. Geographical Journal. London. Bd. 125, Nr. 3/4, S. 465-467

GROVE, A. T. (1960): Geomorphology of the Tibesti Region with Special Reference to Western Tibesti. Geographical Journal. London. Bd. 126, Nr. 1, S. 18-27

GROVE, A. T.; PULLAN, R. A. (1963): Some aspects of the Pleistocene paleogeography of the Chad basin, in: F. C. Howell and F. Bourlière (eds.) African ecology and human evolution. Publs Anthrop. Viking Fund, No. 36, 230-45

GROVE, A. T.; WARREN, A. (1968): Quaternary landforms and Climate on the south side of the sahara. Abh. ersch. in Geogr. Journal, vol. 134, part 2, S. 194-208

GRUNERT, J. (1967): Arbeitsbericht zu Felduntersuchungen im Enneri Yebbigué, Tibestigebirge, unveröffentlichtes Manuskript. Bardai.

HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde, Berlin. Bd. 97, H. 4, S. 268-288

HAGEDORN, H. (1966 a): Landforms of the Tibesti Region. SCL/NCh. S. 53-58

HAGEDORN, H. (1966 b): The Tibu People of the Tibesti Mountains. SCL/NCh. S. 59-64

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. B. Geogr. Abh., H. 5, S. 17-22

HAGEDORN, H. (1968): Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibestigebirge und seinem Vorland. Arbeit im Druck

HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. Deutscher Geographentag Bad Godesberg 1967. Tagungsbericht und wissenschaftl. Abh., S. 401-411, Steiner, Wiesbaden

HECKENDORFF, W. D. (1969): Klima und Witterung im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit f. d. 1. Wiss. Staatsprüfung, Berlin

HEINZELIN, J. de (1964): Paleoecological Conditions of the Lake Albert-Lake Edward Rift. Afr. Ec. Hum. Ev., S. 276-284

HEINZELIN, J. de (1964 a): Observations on the absolute Chronology of the Upper Pleistocene. Afr. Ec. Hum. Ev., S. 285-303

HEINZELIN, J. de (1967): Pleistocene sediments and events in Sudanese Nubia, in: W. W. Bishop and J. D. Clark (eds.) Background to evolution in Africa. Publs Anthrop. Viking Fund: S. 313-328

HERVOUET, M. (1958): Le B. E. T. Fort-Lamy, 108 S.

HEU, R. M. R. (1962): Note sur la faune du Ténéré. MBTT. S. 99-121

HÖVERMANN, J. (1954): Über die Höhenlage der Schneegrenze in Äthiopien und ihre Schwankungen in historischer Zeit. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen II a, Nr. 6, p. 112-137

HÖVERMANN, J. (1954 a): Über glaziale und „periglaziale" Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. Vorläufige Ergebnisse einer Forschungsreise im Jahre 1953. Abh. ersch. in: Ergebnisse und Probleme moderner Geographischer Forschung. Hans Mortensen zum 60. Geburtstag. Bremen-Horn, S. 87-111

HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise in das Tibesti-Massiv. Die Erde. Berlin. Jg. 94, H. 2, S. 126-135

HÖVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebiege. Ztschr. f. Geomorph. N. F., Bd. 9, S. 131. Berlin

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). B. Geogr. Abh., H. 5, S. 7-10

HÖVERMANN, J. (1967 a): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tchad. Abh. ersch. in: Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, Vol. 40. L'Evolution des Versants, Symposium international de géomorphologie Liège-Louvain, 8-16 juin 1966. S. 139-156

HOORE, J. L. d' (1956): Quelques remarques générales sur les sols d'Afrique intertropicale. Rapport du Sixième Congrès international de la Science du Sol. Paris. S. 149-154

HUARD, P. (1952): Etat des recherches rupestres au Tchad. Tropiques. Bd. 50, H. 7/8, S. 40-45

HUARD, P. (1953): Les gravures rupestres de Gonoa (Tibesti) Tropiques. 1952 (a), Bd. 50, H. 10, S. 38-46 (I), 1953, Bd. 51, H. 1, S. 35-48 (II)

HUARD, P. (1954): Les gravures rupestres d'Oudingueur (Tibesti). Tropiques. Bd. 52, H. 3, S. 33-45

HUARD, P. (1958): Les Teda du Tibesti. Encyclopédie mensuelle de l'Afrique. Paris. Nr. 1, S. 31-35

HUARD, P. (1959): Préhistoire et archéologie au Tchad. Bulletin Institut d'Etudes Centralafricaines. Nouvelle Série. Brazzaville. No. 17/18, S. 5-20

HUARD, P. (1960): L'âge pastoral au Tibesti. Notre Sahara. Boudeville-Verduron. Janv., No. 12, S. 17-24 (I). Juli, No. 14, S. 13-28 (II)

HUARD, P. (1962): Art rupestres. MBTT. S. 123-148

HUDELEY, H. (1957): Le volcanisme du Tibesti Méridional. In: Mission d'exploration géologique et minière des Confins Nord du Tchad (Borkou-Ennedi-Tibesti). Rapport collectif polycopié. D. M. G., p. 107-141

HUGOT, H.-J. (1957): Nouvelle mission préhistorique au Mouydir (1957). Trav. Inst. Rech. sah., Bd. 16, 2, S. 201-211

HUGOT, H.-J. (1962): Premier aperçu sur la préhistoire du Ténéré du Tefassaret. MBTT. S. 149-178

HUZAYYIN, S. A. (1941): The Place of Egypt in Prehistory. Mem. Inst. Egypte 43

HUZAYYIN, S. A. (1947): Recent physiographic stages in the Lower Nile Valley and their relation to hydrographic and climatic changes in Abyssinia and East Africa. Proc. Pan-African Congress Prehist. (Oxford, 1952), p. 75-78

JAEGER, F. (1958): Seentypen der Trockengebiete. Archiv für Hydrobiologie. Organ der Internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie. Herausgegeben von A. Thienemann. Stuttgart. Supplementband 22, H. 3/4, S. 333-336

JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. B. Geogr. Abh. H. 5, S. 39-50

JÄCKEL, S. H. (1969): Mollusken aus dem Tibesti-Gebirge und dem Gebiet des ehemaligen Tchad-Sees. Arbeit im Druck

JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. B. Geogr. Abh., H. 8, S. 41-46

JANZEIN, A. (1959): Les terrasses alluviales en Tunisie septentrionale. C. R. somm. Soc. géol. Fr. Nr. 2, S. 31/32

JODOT, P. (1958): Classification et climatologie des mollusques du quaternaire dans l'Ahaggar (Sahara). C. R. somm. Soc. géol. Fr., S. 367-370

KAISER, E. (1958): Die saharischen Hochgebirge. Eine vergleichend biogeographische Studie. Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Institutes für Länderkunde. Leipzig. Neue Folge 15/16. S. 94-132

KAISER, K.-H. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. Abh. ersch. in: Sonderveröffentl. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft) 13, S. 143-156, Köln

KAISER, K.-H. (1967): Arbeitsbericht über Feldarbeiten im Tibestigebirge. Unveröffentlichtes Manuskript, Bardai

KANTER, H. (1963): Eine Reise in das Nordwest-Tibesti (Republik Tchad) 1958. Peterm. Geogr. Mitt., Bd. 107, Nr. 1, S. 21-30

KING, L. C. (1957): The Geomorphology of Africa. I. Erosion Surfaces and their Mode of Origin. Science Progress. A Quarterly Review of Scientific Thoughts, Work and Affairs. London. Bd. 45, S. 672-681

KLITZSCH, E. (1965): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. Abh. ersch. in: Max-Richter-Festschrift, S. 111-125, Clausthal-Zellerfeld

KLITZSCH, E. (1966): Comments on the Geology of the Central Parts of Southern Libya and Northern Chad. SCL/NCh. S. 1-17

KLITZSCH, E. (1966 a): Geology of the Northeast Flank of the Murzuk Basin (Djebel Ben Ghnema — Dor el Gussa Area). SCL/NCh. S. 19-32

KLITZSCH, E. (1966 b): Bericht über starke Niederschläge in der Zentralsahara (Herbst 1963). Ztschr. f. Geomorphologie NF. Bd. 10, H. 2, S. 161-168. Berlin

KLITZSCH, E. (1967): Bericht über eine Ost-Westquerung der Zentralsahara (Vom Djebel Auenat an der sudanisch-libyschen Grenze zum Djebel Acacus an der libysch-algerischen Grenze). Ztschr. f. Geomorphologie NF., Bd. 11, H. 1, S. 62-92. Berlin

KLITZSCH, E. (1968): Outline of the Geology of Libya. Abh. ersch. in: Geology and Archaeology of Northern Cyrenaica, Libya. Petroleum Exploration Society of Libya. Tenth annual field conference 1968, S. 71-78, Amsterdam

KLITZSCH, E.; PESCE, A. (1966): Remarks about Prehistorical Sites in Southern Libya and Tibesti. SCL/NCh. S. 69-74

KNETSCH, G. (1950): Beobachtungen in der libyschen Sahara. Geol. Rund. 38, p. 40-59

KOLLMANNSPERGER, F. (1958): Hydrographische und biologische Untersuchungen 1957 während der Regenzeit im Ennedigebirge am Rande der Südsahara. Die Wasserwirtschaft. Stuttgart, 48. Jg., H. 14, S, 381-383 (Teil 1), 48. Jg., H. 15, S. 411-415 (Teil 2)

KRAUS, E. B. (1958): Recent Climatic Changes. Nature. London. Bd. 181, Nr. 4610, S. 666-668

KRONBERG, P. (1967): Photogeologie. Eine Einführung in die geologische Luftbildauswertung. Clausthaler tektonische Hefte, Nr. 6

KUBIENA, W. L. (1955): Über die Braunlehmrelikte des Atakor (Hoggar-Gebirge, Zentrale Sahara). Erdkunde IX, S. 115-132. Bonn

LACROIX, A. (1919): La constitution géologique et chimique des laves des volcans du Tibesti. C. R. Acad. Sci., Fr., 169, p. 402

LACROIX, A. (1934): Volcanisme et lithologie. In: Dalloni, M. „Mission au Tibesti". Mém. Acad. Sci., 61, vol. 1, p. 171

LACROIX, A.; TILHO, J. (1919): Les volcans du Tibesti. C. R. Acad. Sci., Fr., 168, p. 1237

LE COEUR, Ch. M. (1950): Dictionnaire ethnographique téda. Précédé d'un lexique français-téda. Mémoire de l'Institut Française de l'Afrique Noire. Paris. No. 9, 211 S.

LEFRANC, J. P. (1954): Reconnaissance automobile aux marches septentrionales du Tibesti. Trav. Inst. Rech. sahar. Algér., 11, p. 95-110

LELUBRE, M. (1946): Le Tibesti Septentrional. Esquisse morphologique et structurale. C. R. Acad. Sci. Colon. Paris 6, p. 337-357

LELUBRE, M. (1948): Contribution à la préhistoire du Sahara. Les peintures rupestres du Dohone (Tibesti Nord-Oriental). Bull. Soc. préhist. fr., S. 163-171

LEROI-GOURHAN, A. (1957): Note sur les possibilités qu'apporte l'analyse pollinique aux études climatologiques en Afrique du Nord. Bull. Soc. préhist. fr., Bd. 54, S. 524/525

LE ROUVREUR, A. (1962): Sahéliens et Sahariens du Tchad. L'homme d'outre-mer. Nouvelle Série No. 5. Paris. 467 S.

LHOTE, H. (1962): L'exploration du Ténéré et la recherche du cours de l'oued Tafessasset. MBTT. S. 197-233

LLABADOR, F. (1961): Mollusques subfossiles terrestres et fluviatiles recueillis par M. Rognon à Idelès (versant septentrional du Hoggar). Bull. Soc. Hist. Nat. Af. N., t. 52, janv.-mars, p. 73-93

LLABADOR, F. (1962): Résultats malacologiques de la mission du Ténéré (Nov. 1959-Janv. 1960). MBTT. S. 235-270

LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie (Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Bd. I), 3. Aufl., de Gruyter, Berlin

MACHATSCHEK, F. (1927): Die Oberflächenformen der Binnen- und Hochwüsten. Düsseldorfer Geogr. Vortr. u. Abh., Breslau

MANGUIN, P. (1962): Diatomite et milieu désertique. MBTT. S. 271 bis 275

MAUNY, R. (1962): Protohistoire et histoire du Ténéré du Kawar et des régions voisines. MBTT. S. 295-302

McBURNEY, C. B. M. (1968) Pleistocene and early Post-Pleistocene Archaeology os Libya. Abh. ersch. in: Geology and Archaeology of Northern Cyrenaica, Libya. Petroleum Exploration Society of Libya, Tenth annual field conference 1968, Amsterdam. S. 13-21

McBURNEY, C. B.; TREVOR, J. C. and WELLS, L. H. (1953): A fossil human mandible from a Levalloiso-Mousterian horizon in Cyrenaica. Nature 172, p. 889-891

MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. Klimageomorphologie. Braunschweig: Westermann. 181 S.

MEDINGER, C. (1955): Premières mesures au pluviomètre totalisateur dans le Sahara Central. Trav. Inst. Rech. sah. Bd. 13, S. 175

MEIER, H. (1966): Neuere Beiträge zur Geochronologie und Geochemie. Abh. ersch. in: Ztschr. Fortschritte der chemischen Forschung, Bd. 7, 1966/67, Heft 2, S. 233-321, Berlin

MENSCHING, H. (1958): Entstehung und Erhaltung von Flächen im semiariden Klima am Beispiel Nordwest-Afrikas. Deutscher Geographentag Würzburg 1957. Tagungsberichte und wissenschaftliche Abhandlungen. Wiesbaden. S. 173-184

MENSCHING, H.; RAYNAL, R. (1955): Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. Peterm. Geogr. Mitt. Ergh. Nr. 256

MENSCHING, H. (1957): Marokko. Die Landschaften im Maghreb. Geographische Handbücher. Heidelberg. 254 S.

MENSCHING, H. (1964): Zur Geomorphologie Südtunesiens. Ztschr. f. Geomorphologie NF., Bd. 9, H. 4, S. 424-439. Berlin.

MICHEL, P. (1959): L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. — Ses rapports avec la prospection minière. Rev. Géom. Dyn., X, No. 5-12, p. 117-143

MICHEL, P. (1969): Les grandes étapes de la morphogenèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire. Bulletin de l'I. F. A. N., T. XXXI, sér. A, No. 2, 1969, Dakar.

MOLLE, H. G. (1968): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Diplomarbeit am II. Geogr. Inst. d. F. U. Berlin

MONOD, Th. (1947): Sur quelques gravures rupestres de la région d'Aozou (Tibesti). Rivista di science preistoriche. Firenze. Bd. II, H. 1, S. 30-47

MONOD, Th. (1963): „The Late Tertiary and Pleistocene in the Sahara", in F. C. Howell and F. Bourlière (eds.) African ecology a. human evolut. Publs. Anthrop. Viking Found, No. 36, 143-147

MONOD, Th. (1964): The Late Tertiary and Pleistocene in the Sahara. Afr. Ec. Hum. Ev., S. 117-229

MOREAU, R. E. (1964): The Distribution of Tropical African Birds as an Indicator of Past Climatic Changes. Afr. Ec. Hum. Ev., S. 28-42

MORTENSEN, H. (1927): Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Ein Beitrag zum Gesetz der Wüstenbildung. Abh. Ges. d. Wiss. Göttingen, NF. 12, 1

MORTENSEN, H. (1929): Uber Vorzeitformen und einige andere Fragen in der nordchilenischen Wüste. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg

MORTENSEN, H. (1942): Zur Theorie der Flußerosion. Abh. ersch. in: Nachrichten v. d. Akad. d. Wissenschaften in Göttingen, math.-phys. Kl., Jg. 1942, H. 3

MORTENSEN, H. (1950): Das Gesetz der Wüstenbildung. Abh. ersch. in: UNIVERSITAS, Ztschr. f. Wissenschaft, Kunst u. Literatur, Jg. 5, Heft 7

MORTENSEN, H. (1957): Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. Ztschr. f. Geomorphologie NF., Bd. 1, H. 1, S. 44-56

MORTENSEN, H.; HÖVERMANN, J. (1958): Schotterbewegungen im Wildbach. Göttingen. Inst. f. wissenschaftl. Film. Film B 737/1957

MUNSELL (1954): Soil Color Charts. Baltimore: Munsell Color Company. 7 pl.

NACHTIGAL, G. (1879): Sahara und Sudan. 2 Bde., Berlin

OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Abh. ersch. in: B. Geogr. Abh., H. 5, S. 27-37

OBENAUF, K. P. (1969): „Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges." Inauguraldissertation d. math.-nat. Fakultät d. F. U. Berlin

PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. B. Geogr. Abh., H. 4, 35 S.

PACHUR, H.-J. (1966): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. B. Geogr. Abh., H. 5, S. 23-26

PACHUR, H.-J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). Die Erde, 101. Jg., H. 1, S. 41-54, Berlin

PASSARGE, S. (1909): Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens. Geogr. Zeitschr.

PASSARGE, S. (1927): Die Ausgestaltung der Trockenwüsten im heißen Gürtel. Düsseldorfer Geogr. Vortr. Breslau

PASSARGE, S. (1933): Morphologische Untersuchungen in der Wüste um Heluan. Abh. d. Ges. d. Wiss. Phys. Kl. 3 F. H. 9, Berlin

PENCK, A. (1909): Morphologie der Wüsten. Geogr. Ztschr.

PENCK, A. (1938): Das Klima der Eiszeit. (Verh. III. Intern. Quart. Konf. Wien 1936, Wien 1938, 14 S.)

PESCE, A. (1966): Uau en Namus. SCL/NCh. S. 47-51

PESCE, A. (1968): Gemini space. Photographs of Libya and Tibesti, a Geological and Geographical Analysis. Herausgeg. von Petroleum Exploration Society of Libya

PIAS, J. (1958): Transgressions et régressions du Lac Tchad à la fin de l'ère Tertiaire et au Quaternaire. C. R. Acad. Sci., Bd. 248, Nr. 5, S. 800-803

PIAS, J.; GUICHARD, E. (1957): Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie Sud-Ouest de la cuvette tchadienne. C. R. Acad. Sci., Bd. 244, No. 6, S. 791-793

PITTIONI, R. (1956): Zur Chronologie des Lithikums. Forschungen und Fortschritte. Nachrichtenblatt der deutschen Wissenschaft und Technik. 30. Jg., Nr. 12, S. 370-378, Berlin

PÖHLMANN, G. (1965): Unveröffentlichte Manuskripte: 1. Der Bardagué ‚Gesamtprofil, Längenmaßstab 1 : 1 Mill., Höhenmaßstab 1 : 10 000, Berlin; 2. Bardagué, 1 : 200 000, Bardai; 3. Bardagué, Längsprofil, 1 : 20 000, Höhen 1 : 200 (= 100 fach), Bardai; 4. Querprofil Bardagué km 5,250, Längenmaßstab 1 : 2 000, Höhenmaßstab 1 : 400, Bardai

PONS, A.; QUEZEL, P. (1956): Premiers résultats de l'analyse palynologique de quelques paléosols sahariens. C. R. Acad. Sci., Bd. 243, S. 1656-1658

PONS, A.; QUEZEL, P. (1957): Première étude palynologique de quelques paléosols sahariens. Trav. Inst. Rech. sah. Bd. 16, 2, S. 15-40

PONS, A.; QUEZEL, P. (1958): Premières remarques sur l'étude palynologique d'un guano fossile du Hoggar. C. R. Acad. Sci. Bd. 246, 2, S. 2290-2292

PRECHTL, H. (1965): Geomorphologische Strukturen. Tübinger Geogr. Studien, Heft 17, Tübingen, Selbstverlag des Geogr. Inst. d. Univ. Tübingen

QUEZEL, P. (1960): Flore et palynologie sahariennes. Quelques aspects de leur signification biogéographique et paléoclimatique. Bull. Inst. fr. Afr. noire, Sér. A., Sénégal, 22, Nr. 2, p. 353-360

QUEZEL, P. (1962): A propos de l'olivier de Laperrine de l'Adrar Greboun. MBTT. S. 329-332

QUEZEL, P. (1965): La végétation du Sahara. Du Tchad à la Mauritanie. Geobotanica selecta II. Stuttgart. 333 S.

QUEZEL, P.; MARTINEZ, C. (1958): Etude palynologique de deux diatomites de Borkou. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord. Alger. Bd. 49, S. 230-244

QUEZEL, P.; MARTINEZ, C. (1958/59): Le dernier interpluvial au Sahara central. Essai de chronologie palynologique et paléoclimatique. Libyca APE. Nr. 5, S. 211-225

QUEZEL, P.; MARTINEZ, C. (1962): Premiers résultats de l'analyse palynologique de sédiments recueillis au Sahara méridional à l'occasion de la mission Berliet-Tchad. MBTT. S. 313-327

RADIOCARBON. 1959-68. Zeitschrift, Jg. 1-10

RICHTER, N. (1956): Zum Beitrag der deutschen Wissenschaft an der Erforschung der zentralen Sahara in neuerer Zeit. Forschungen und Fortschritte, Nachrichtenblatt der deutschen Wissenschaft und Technik. Berlin. 30. Jg., Nr. 12, S. 353-360

ROGNON, P. (1960): L'Evolution Morphologique des Vallées de l'Atakor. Abh. ersch. in: Travaux de l'Institut de Recherches sahariennes. T. XIX, S. 25-48, Alger

ROGNON, P. (1962): Observations nouvelles sur le Quaternaire du Hoggar. Abh. ersch. in: Travaux de l'Institut de Recherches sahariennes, T. XXI, S. 57-79, Alger

ROGNON, P. (1967): Le Massif de l'Atakor et ses Bordures (Sahara Central). Etude Géomorphologique. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 551 S.

ROGNON, P. (1967 a): Climatic influences on the African Hoggar during the Quaternary, based on Geomorphologic Observations. Aufsatz ersch. in: Annals of the Association of American Geographers, Vol. 57, Nr. 1, p. 115-127

SCHARLAU, M. (1958): Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran. Ztschr. f. Geomorph., NF. 2, S. 258-277. Berlin

SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tchad). Aufs. ersch. in: Willdenovia, 4/2, S. 183-202. Berlin

SCHOLZ, H. (1966 a): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tchad). Abh. ersch. in: Willdenovia, 4/2, S. 203-204. Berlin

SCHOLZ, H. (1966 b): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassilege, Vellinae). Abh. ersch. in: Willdenovia, 4/2, S. 205-207. Berlin

SCHOLZ, H. (1967): Baumbestand, Vegetationsgliederung und Klima des Tibesti-Gebirges. B. Geogr. Abh., H. 5, S. 11-16

SCHWARZBACH, M. (1953): Das Alter der Wüste Sahara. Neues Jb. Geol. Pal. 4, 157-174, Stuttgart

SCHWARZBACH, M. (1961): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. Stuttgart. 2. Aufl., 275 S.

SOUTH-CENTRAL LIBYA and NORTHERN CHAD, A Guidebook to the Geology and Prehistory, hersg. im Auftrage der „Petroleum Exploration Society of Libya eighth annual field conference 1966" von Klitzsch, E. und Williams, J. J.

TETZLAFF, G. (1968): Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und in Bardai (Tibesti). Dipl.-Arbeit an der Freien Universität Berlin

TILHO, J. (1920): The exploration of Tibesti, Erdi, Borkou and Ennedi in 1912-1917. The Geogr. Journal, Bd. 56

TILHO, J. (1926): Du Lac Tchad aux montagnes du Tibesti

TIXIER, J. (1962): Le „Ténéréen" de l'Adrar Bous III. MBTT. S. 333-348

TRICART, J. (1955): Types de fleuves et systèmes morphogenétiques en Afrique occidental. Comité des Travaux historiques et scientifiques. Bulletin de la Section de Géographie. S. 303-345, Paris

TRICART, J. (1956): Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. C. R. somm. Soc. géol. Fr., Nr. 9/10, S. 164-167

TRICART, J. (1957): Comparaison entre les conditions de façonnement des lits fluviaux en zone tempérée et en zone intertropicale. C. R. Acad. Sci., Bd. 245, S. 555-557

TRICART, J. (1957 a): Application du concept de zonalité à la géomorphologie. Tijdschrift van het koninklijk nederlandsch aadrijkssundig genootschap. Bd. 74, Nr. 3, S. 422-434, Leiden

TRICART, J. (1958): Les variations quaternaires du niveau marin. Informations géographiques. Bd. 22, Nr. 3, S. 51-65, Paris

TRICART, J.; MICHEL, P.; VOGT, J. (1957): Oscillations climatiques quaternaires en Afrique occidentale INQUA, V. Congress international, Espagne, Res. Comm., p. 187-188, 1 carte

TROLL, C. (1925): Methoden, Ergebnisse und Ausblicke der geochronologischen Eiszeitforschung. Naturwiss. 13, S. 909-919

VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit f. d. 1. Wiss. Staatsprüfung, Berlin

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. B. Geogr. Abh., H. 5, S. 51-65

VINCENT, P. (1956): Données nouvelles sur la géologie de l'Ennedi (Mission B. E. T. 1954-1955). Bull. D. M. G. (Brazzaville), No. 7, p. 109

VINCENT, P. (1957): Zone située au Sud du Ténéré et du massif d'Orda-Oudingui (Mission B. E. T. 1955-1956), Ibid., No. 8, p. 177

VINCENT, P. (1957 a): Le bassin des Erdis, Ibid., p. 189

VINCENT, P. (1967 b): Le volcanisme du Tibesti Central et du Tibesti occidental. In „Mission d'exploration géol. et min. des confins nord du Tchad (Borkou-Ennedi-Tibesti)". Rapport collectif polycopié, D. M. G., p. 60-107

VINCENT, P (1957 c): Le tarso Toôn. Rapport inéd. Archives D. M. G., 25

VINCENT, P. (1958): Le tarso Abéki et le tarso Dadoï; deux volcans d'un type nouveau du Tibesti Occidental (Association des Services géologiques africains, Congrès de Léopoldville). Archives D. M. G., 39

VINCENT, P. (1959): Complément aux rapports de fin de mission de 1955-1956-1957. Inéd. Archives D. M. G. (RT 40)

VINCENT, P. (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minières. No. 23. Edition BRGM, 307 S., Paris

VOGT, G.; BLACK, R. (1963): Remarques sur la géomorphologie de l'Air. Bull. B. R. G. M., Nr. 1, p. 1-29

WACRENIER, P. (1956): L'Antécambrien du Tibesti. 20e Congr. internation. Géol., Mexico.

WACRENIER, P. (1957): Le volcanisme du Tibesti Septentrional. In „Mission d'exploration géol. et min. des confins nord du Tchad". Rapport collectif polycopié, p. 142-156

WACRENIER, P. (1958): Notice explicative de la Carte Géologique Provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. Brazzaville: Direction des Mines et de la Géologie. AEF.

WALTHER, J. (1891): Die Denudation in der Wüste. Abh. Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., Nr. 16, S. 345-570, Leipzig

WALTHER, J. (1900/24): Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 1. Aufl. Berlin, 4. Aufl. Leipzig

WEIS, H. (1956): Der Wasserhaushalt des Fezzan, der südlibyschen Wüste und des Berglandes von Tibesti. Das Gas- und Wasserfach. Fachblatt für Gastechnik und Wasserwirtschaft sowie für Wasser und Abwasser. Ausgabe Wasser. München. 97. Jg., H. 22, S. 929-932, H. 24, S. 1028-1030

WEIS, H. (1961): Beitrag zur Kulturgeographie des Fezzan und der östlichen Zentralsahara. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., Bd. 103

WILHELMY, H. (1958): Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig. 238 S.

WILLET, H. C. (1953): Atmospheric and Oceanic Circulation as Factors in the Glacial-Interglacial Changes of Climate. In: Climatic Change. Evidence, Causes and Effects. Cambridge: Harvard University Press. S. 51-71

WILLKOMM, H. (1968): Absolute Altersbestimmungen mit der 14-C-Methode. Ztschr. Naturwissenschaften. 55. Jg., Heft 9, S. 415-418

WISSMANN, H. v. (1951): Über seitliche Erosion. Colloquium Geographicum I, Bonn

WOLDSTEDT, P. (1954): Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa. Eiszeitalter u. Gegenwart 4/5, S. 5-9

WOLDSTEDT, P. (1958-1965): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Bd. I, II, III. Stuttgart

ZEUNER, F. E. (1945): The pleistocene period. Its climate, chronology and faunal successions. London. 312 S.

ZEUNER, F. E. (1953): Das Problem der Pluvialzeiten. Geolog. Rdsch. 41, S. 242-253

ZEUNER, F. E. (19594): Dating the past. An introduction to geochronology. 495 S., London

ZIEGERT, H. (1964): Neue Ergebnisse für die Klima- und Besiedlungs-Geschichte der zentralen Sahara. Abh. ersch. in: Die Umschau in Wissenschaft u. Technik. Heft 23, S. 712-715

ZIEGERT, H. (1966): Climatic Changes and Paleolithic Industries in Eastern Fezzan, Libya. SCL/NCh. S. 65-67

ZIEGERT, H. (1967): Dor el Gussa und Gebel ben Ghnema zur nachpluvialen Besiedlungsgeschichte des Ostfezzan. Franz Steiner, Wiesbaden

ZIEGERT, H. (1967 a): Zur Pleistozän-Gliederung in Nordafrika. Abh. ersch. in: Afrika-Spektrum, Heft 3, Hamburg

ŽURNAL (1958): Referativnyj žurnal Geografija. Svodnyj to Moskva: Vsesojuznyj institut naučnoj i techničeskoj informacii

Verzeichnis der im Text verwandten Abbildungen

Abb. 1: Stark überhöhtes Querprofil einer Talseite im Bereich einer seitlichen Tonpfanne des Enneri Bardagué 14

Abb. 2: Brunnenprofil des Enneri Bardagué an der Mündung des Enneri Toudoufou (km 96,8 im Niv.). Dazu ein morphoskopisches Diagramm nach H. J. PACHUR, 1966 15

Abb. 3: Brunnenprofil des Enneri Arayé an der Mündung des Enneri Baro (km 103,2 im Niv.). Dazu ein morphoskopisches Diagramm nach H. J. PACHUR, 1966 16

Abb. 4: Charakteristisches Querprofil des rezenten Flußbettes der Enneris Bardagué, Arayé und Toudoufou nach H. ZIEGERT, 1966 17

Abb. 5: Nivellement im Mündungsbereich des Enneri Tabi 18

Abb. 6: Nivellement im Mündungsbereich des Enneri Serde 19

Abb. 7: Schematisches Querprofil des Enneri Bardagué bei Bardai 20

Abb. 8: Idealprofil des unteren Enneri Bardagué 20

Abb. 9: Idealprofil des Enneri Arayé in Höhe der Depression Ediouay 20

Abb. 10: Grabungsprofil im Hochwasserbett des Enneri Arayé auf der Depression Ediouay 23

Abb. 11: Aufschlußprofil der Hochterrasse im Enneri Arayé bei km 108 25

Abb. 13: Schematische Darstellung von Akkumulation und Erosion in der Cuvette von Bardai nach der Terrassenabfolge des Enneri Tabi 34

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Ergebnis der Probenanalysen des Mittelterrassenmaterials nach Karbonatgehalt, Pollen und Schnecken 40

Tabelle 2: Morphoskopische Untersuchungen zur Form und Gestaltung der Sandkörner des Hochterrassenmaterials 42

Tabelle 3: Ergebnis der Radiokohlenstoff(14-C)-Analysen 44

Verzeichnis der in der Kartentasche enthaltenen Abbildung, Karten und Profile

Karte 1: Topographische Übersichtskarte, Maßstab 1 : 1 000 000

Karte 2: Teil 1-4: Enneri Bardagué-Arayé nach einem unkontrollierten Luftbildplan Maßstab 1 : 50 000. Kartenmaßstab: $\sim$ 1 : 100 000

Karte 3: Enneri Arayé im Endpfannenbereich, Maßstab 1 : 200 000

Nivellement des Enneri Bardagué-Arayé, Maßstab 1 : 50 000, in vier Teilen mit 60 Querprofilen

Abb. 12: Schematisches Längsprofil des Enneri Bardagué-Arayé, Maßstab 1 : 750 000

Verzeichnis der im Bildteil enthaltenen Photographien

Bild 1: Hochwassermarke an Granitblöcken inmitten der Endpfanne Meschi Taba

Bild 2: Deflationsformen fluvialer Sedimente im Niedrigwasserbett des Enneri Arayé

Bild 3: Rezente Hochwasserakkumulation im Enneri Bardagué bei km 35

Bild 4: Kleine Endpfanne eines versiegten Abkommens im Niedrigwasserbett des Enneri Küdi

Bild 5: Rezente Akkumulation im Enneri Küdi

Bild 6: Luftbild aus dem Bereich des Enneri Bardagué von km 78,0 bis km 83,5

Bild 7: Treibholzakkumulation am Rande einer seitlichen Tonpfanne des Enneri Arayé

Bild 8: Düne im Niedrigwasserbett des Enneri Yebbigué

Bild 9: Verschiedene Terrassenniveaus des Enneri Tabi

Bild 10: Hochterrasse des Enneri Tabi

Bild 11: Diskordante Lagerung in einem Oberterrassenaufschluß des Enneri Tabi

Bild 12: Aufschluß der Niederterrasse im Enneri Tabi

Bild 13: Oberterrassenaufschluß im Enneri Tabi

Bild 14: Anlagerung der Oberterrasse an einen Talbasalt im Enneri Tabi

Bild 15: Diskordanz zwischen Mittel- und Oberterrassenakkumulationen im Enneri Tabi

Bild 16: Anlagerung der Mittelterrasse an die Oberterrasse im Enneri Serde

Bild 17: Aufschluß im Enneri Tabi

Bild 18: Fossile Schneckengehäuse und verkalkte Wurzelröhrchen an der Oberfläche der Mittelterrasse bei km 18,3

Bild 19: Terrassenabfolge des Enneri Bardagué bei km 35

Bild 20: Ausschnitt von Bild 19

Bild 21: Ausschnitt von Bild 19

Bild 22: Aufschluß der unteren Niederterrasse im Enneri Bardagué

Bild 23: Terrassenniveaus am Eingang der Engtalstrecke des Enneri Bardagué bei km 70

Bild 24: Mittelterrassendiskordanz im Enneri Bardagué bei Profil 28

Bild 25: Mittelterrassendiskordanz im Enneri Bardagué bei Profil 20

Bild 26: Situation der Diskordanz von Bild 25

Bild 27: Aufschluß der Niederterrasse im Enneri Küdi

Bild 28: Aufschluß der Mittelterrasse im Bereich des Enneri Küdi

Bild 29: Mittelterrasse im Enneri Bardagué bei km 62,5

Bild 30: Mittelterrassendiskordanz mit Seekreidehorizont

Bild 31: Mittelterrassenfläche mit typischer Kalkkruste im Enneri Bardagué bei km 65

Bild 32: Hochterrasse im Enneri Bardagué bei km 81

Bild 33: Tiefer Trockenriß in den Hochterrassenakkumulationen des Enneri Bardagué bei km 81

Bild 34: Hochterrasse im Enneri Bardagué bei km 94,2

Bild 35: Oberterrasse des Enneri Bardagué bei km 96,6

Bild 36: Oberterrasse des Enneri Bardagué bei km 80,3

Bild 37: Akkumulationsrest mit Seekreidehorizont im Enneri Bardagué bei km 85

Bild 38: Hochterrasse im Enneri Arayé bei km 108

Bild 39: Hochterrasse im Enneri Barakounido

Bild 40: Hochterrasse im Enneri Arayé bei km 119

Bild 41: Oberterrassenniveau auf der Depression Ediouay

Bild 42: Oberterrassenniveau auf der Depression Ediouay

Bild 43: Überlagerung der unteren Niederterrassenniveaus von Hochwasserakkumulationen

Bild 44: Verzahnung von Hangschutt und Hochwasserakkumulationen am Rande der Endpfanne Meschi Taba

Bild 45: Tamariskenhügel in der älteren Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Bild 46: Deflationsformen in der älteren Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Bild 47: Diskordanz in der Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Bild 48: Ton-, Schluff- über Sand-, Kies-, Schottersediment in der älteren Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Bild 49: Dunkler Bimssteinschotter in hellen Sedimenten der Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Bild 50: Anreicherung dunkler Bimssteinschotter an der Oberfläche der Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Bild 51: Fesch-Fesch und Schotterbänke auf der Serir Tibesti

Bild 52: Luftbild des Endpfannenbereiches des Enneri Bardagué-Arayé in der Nähe der tschadisch-libyschen Staatsgrenze

Bild 53: Menschliches Skelett in Akkumulationen der Endpfanne nördlich des Ehi Arayé

Bild 54: Schmuckbeilagen des menschlichen Skeletts von Bild 53

Bild 1: Karte 2, Teil 4, km 160. Anstehender Granit in der Mitte der Endpfanne Meschitaba. An den Steinen ist die Höhe der Hochwasserfluten von 1963 zu erkennen. Hochwasserakkumulationen mit Trockenrissen bilden die Oberfläche der Endpfanne, auf der Tamarisken (Tamarix aphylla) und Bilsenkraut (Hyoscyamus muticus) wachsen.
Aufnahme: Verfasser, am 15. 2. 1965.

Bild 2: Karte 2, Teil 3, km 141,1. Deflation fluvialer Sedimente im Niedrigwasserbett des Enneri Arayé auf der Depression Ediouay. Gleichzeitig vollzieht sich äolische Akkumulation, wie die mit Rippelmarks versehene Sandtenne im Flußbett erkennen läßt. Im Hintergrund Tamariskenbäume (Tamarix aphylla) am Rande des Niedrigwasserbettes.
Aufnahme: Verfasser, am 7. 10. 1967.

Bild 3: Karte 2, Teil 1, km 35. Rezente Akkumulation des Hochwasserbettes im Enneri Bardagué. Im Hintergrund Tamariskensträucher beiderseits des Niedrigwasserbettes und Talflanke mit Hangrunsen. Das Schichtstreichen des präkambrischen Schiefers ist an den selektiv herauspräparierten Gesteinsbänken der Hänge zu erkennen.
Aufnahme: Verfasser, am 11. 10. 1967.

Bild 4: Karte 2, Teil 2, km 60. Kleine Endpfanne eines versiegten Abkommens des Enneri Küdi im Niedrigwasserbett dieses Tales. Die abgelagerten Hochflutlehme zerreißen und rollen sich in Millimeter dicke Trockenhäutchen zusammen, die vom Wind verblasen werden. Am Rand der Tonpfanne sind fluviale Rippelmarks, außerhalb davon äolische Rippelmarks zu sehen. Im Bildhintergrund sind ältere Terrassenflächen zu erkennen. Der Bildmittelgrund zeigt, daß kein Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett, sondern nur noch ein Flußniveau rezent ausgebildet ist. Aufnahme: Verfasser, am 4. 1. 1965.

Bild 5: Rezente Akkumulation im Enneri Küdi, ungefähr 15 Kilometer von der Mündung in das Enneri Bardagué entfernt. Die Sedimentation des Haupttales verläuft rascher als die des Nebentales, so daß die Mündung des Seitentales tiefer als das Niedrigwasserbett des Enneri Küdi liegt und dort feinere Rückstausedimente zur Ablagerung gelangen. Das Material im Bildvordergrund zeigt durch die eckigen Formen an, daß es fluvial nicht weit transportiert wurde. Aufnahme: Verfasser, am 9. 10. 1967.

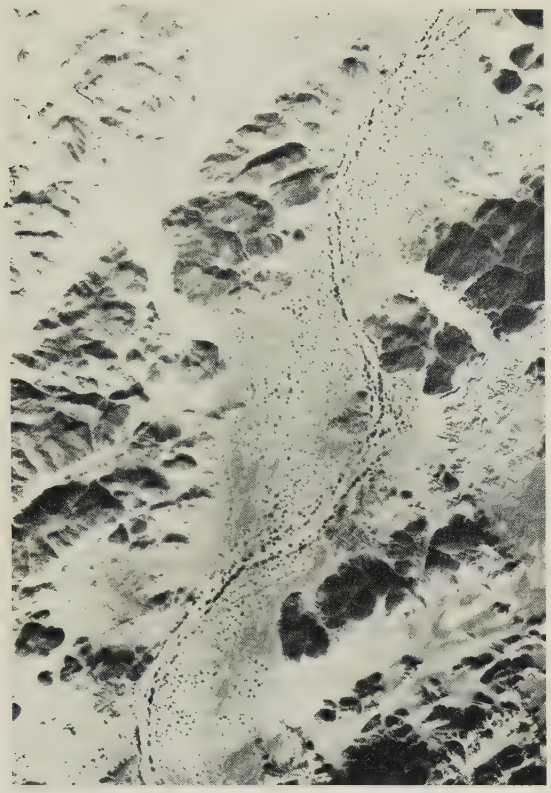


Bild 6: Karte 2, Teil 2, km 78—83,5. Luftbild des Enneri Bardagué. Maßstab des Luftbildes ∼ 1 : 50 000, geflogen von AERO am 7. 2. 1965 im Maßstab 1 : 20 000. Bildnummer: Serie B, 4796. Zur Situation des Bildes vgl. die Karte. Zu den 1957 vom IGN geflogenen Luftbildern, die für die Karte als Grundlage dienten, sind kaum Veränderungen wahrzunehmen. Bezüglich der im Bild zu sehenden Terrassen vgl. die Talquerprofile 34 und 35. Deutlich ist eine Verlagerung der Niedrigwasserrinne des rezenten Flußbettes im Bild zu erkennen. Helle Flächen seitlich des Hochwasserbettes sind in Nischen durch Hochflutablagerungen entstandene Tonpfannen. Bild unten rechts: Dünen am Rande des Flußbettes, vgl. auch Bild 8.

Bild 7: Karte 2, Teil 3, km 130. Treibholzakkumulation am Rande einer seitlichen Tonpfanne des Enneri Arayé auf der Ebene Qualesena. Das Holzlager nimmt eine Breite von über 100 m ein und besitzt ungefähr 0,50 m Mächtigkeit. Aufnahme: Verfasser, am 10. 2. 1965.

Bild 8: Zur Veranschaulichung der Wechselwirkung äolischer und fluvialer Prägung diene dieses Bild aus dem entsprechenden Formungsbereich des Enneri Yebbigué. Die rechts im Bild in die Düne verlaufenden Autospuren stammen von einer Gruppe der Außenstelle Bardai, die dort ein halbes Jahr früher vorbeifuhr. Berücksichtigt man, daß die Spur im gleichen Abstand vor der Düne wie die frische Spur in Bildmitte verlief, so ergibt sich ein Bewegungsausmaß der Dünen an dieser Stelle von 3—4 m innerhalb eines halben Jahres.
Aufnahme: Verfasser, am 27. 9. 1967.

Bild 9: Karte 2, Teil 1, km 4. Verschiedene Terrassenniveaus des Enneri Tabi. Man beachte die Schottergröße an der Oberfläche. Im Bildmittelgrund liegt ein Talbasalt, der nicht von fluvialem Material bedeckt wurde (vgl. Profil 1), im Bildhintergrund Deckenbasalt über einer Kappungsfläche des Bardaisandsteines und der Ehi Tougounjou.
Aufnahme: Verfasser, am 15. 10. 1967.

Bild 10: Karte 2, Teil 1, km 1. Im Bildvordergrund rechts: Hochterrasse des Enneri Tabi. Die Schotter der jüngeren Oberterrasse liegen daran an. Höhe der Hochterrasse über Niedrigwasserbett Tabi: 23,0 Meter. In der Bildmitte befindet sich der in Bild 9 gezeigte Talbasalt, an dem die jüngeren Terrassensedimente anliegen. Bildhintergrund: Deckenbasalte über einer Kappungsfläche des Bardaisandsteines und Ehi Tougounjou.
Aufnahme: Verfasser, am 6. 10. 1964.

Bild 11: Karte 2, Teil 1, km 4. Diskordante Lagerung im Oberterrassenaufschluß. Auf einem dunklen Akkumulationskörper (prae Ht) liegen helle geschichtete Bimskiessedimente (Hochterrasse) auf, die von dunkleren Oberterrassensedimenten überlagert werden.
Aufnahme: Verfasser, am 15. 10. 1967.

Bild 12: Karte 2, Teil 1, km 4. Aufschluß der Niederterrasse im Enneri Tabi, die hier als Erosionsterrasse in älteren Akkumulationen ausgebildet ist. Über einem an der Basis liegenden Sand-, Kies-, Schottersediment (prae HT) folgt ein 15—20 cm starkes Tuffband, darauf die fluvialen Bimssande und -kiese der Hochterrassenakkumulation. Nach oben schließt wieder ein Sand-Kies-Schottersediment ab. Höhe des Aufschlusses: 8 m.
Aufnahme: Verfasser, am 15. 10. 1967.

Bild 13: Karte 2, Teil 1, km 4. Oberterrassenaufschluß im Enneri Tabi (vgl. auch MOLLE, H. G., 1968, S. 28). Bildvordergrund: Hochwasserbett des Tabi. Aufschluß: rechts anstehender Bardaisandstein, an den sich ein Akkumulationsrest legt. Darüber folgt ein helles, feinkörniges Sediment. Zwischen beiden befinden sich in der Diskordanz Basaltschuttstücke. Über den hellen Akkumulationen (HT) liegt die Akkumulation der Oberterrasse, in der Basaltschutt (links im Bild) eingelagert ist. Im Dünnschliff gleichen die Stücke genau denen des rechts und links davon liegenden und angrenzenden Talbasaltes. Vgl. Profil 1 und Karte. Die Höhe des Aufschlusses beträgt 18,50 m.
Aufnahme: Verfasser, am 15. 10. 1967.

Bild 14: Karte 2, Teil 1, km 4. Anlagerung und Überlagerung der Oberterrassensedimente über Bardaisandstein und Basalt im Enneri Tabi. Bildvordergrund: Niedrig- und Mittelwasserbett des Enneri Tabi. Höhe des Aufschlusses: 18,50 m. Aufnahme: Verfasser, am 29. 10. 1964.

Bild 15: Karte 2, Teil 1, km 4. Bildvordergrund: Mittelwasserbett des Enneri Tabi. Aufschluß: Diskordante Lagerung der Mittelterrassensedimente an Oberterrasse, die in den unteren Lagen aus Hochterrassensedimenten besteht. An der Diskordanzfläche liegen die gleichen Grobschotter wie auf der Fläche der Oberterrasse. Bild Mitte links: Hochwasser-, rechts: Niedrigwasserbett.
Aufnahme: Verfasser, am 29. 10. 1964.

Bild 16: Karte 2, Teil 1, km 5,5. Anlagerung der Mittelterrasse an Oberterrasse im Enneri Serde. Die Oberfläche der Mittelterrasse wird hier von dem sie im Enneri Serde nach oben abschließenden Schottersediment gebildet, das nicht so grobes Material enthält wie die Oberterrasse (Bildvordergrund). Die hellen Mittelterrassensedimente sind in Bildmitte unter der Schotterakkumulation gerade noch zu sehen, im Hintergrund links erscheinen sie als Terrassenfläche. Aufnahme: Verfasser, am 15. 10. 1967.

Bild 17: Karte 2, Teil 1, km 4. Aufschluß im Enneri Tabi. Die hellen Sedimente an der Basis sind Hochterrassenakkumulationen, darüber folgen verfestigte Oberterrassensedimente, die in großen Stücken abbrechen. Darauf liegt ein 0,5 m mächtiges Mittelterrassensediment. Vordergrund links: Basaltschutt aus überschottertem Talbasalt, der im Hintergrund nicht überschottert auf Sandstein zu sehen ist. Die Anlagerung der Oberterrasse (vgl. Bild 14) ist deutlich zu erkennen.
Aufnahme: Verfasser, am 15. 10. 1967.

Bild 18: Karte 2, Teil 1, km 18,3. Auswitterung von Schneckengehäusen und verkalkten Wurzelröhrchen an der Oberfläche der Mittelterrasse. Eine C-14-Datierung der Kalkkrusten ergab das Alter von 9200±95 Jahren (a. b. p.) (vgl. Tab. 3, S. 00, Probe Hv. 2980).
Aufnahme: Verfasser, am 31. 10. 1964.

Bild 19: Karte 2, Teil 1, km 34,5. Terrassenfolge des Enneri Bardagué bei Profil 11. Bildvordergrund: Mittelwasserrinne und Hochwasserbett, dahinter Niederterrasse, dann Mittelterrasse (helle Sedimente) und Oberterrasse. Die Akkumulationen liegen jeweils diskordant an (vgl. Bild 20 und 21). Im Hintergrund fallen die Gesteinsbänke des präkambrischen Schiefers fast seiger ein.
Aufnahme: Verfasser, am 11. 10. 1967.

Bild 20: Karte 2, Teil 1, km 34,5. Anlagerung der Niederterrasse an Mittelterrassensedimente bei Profil 11 (vgl. Bild 19). Bildmittelgrund: Enneri Bardagué, Bildhintergrund: Talflanke mit Hangrunsen im präkambrischen Schiefer.
Aufnahme: Verfasser, am 11. 10. 1967.

Bild 21: Karte 2, Teil 1, km 34,5. Anlagerung der Mittelterrasse an Oberterrassensedimente bei Profil 11 (vgl. Bild 19). Man beachte die Größe der Oberterrassenschotter, die der im rezenten Hochwasserbett (vgl. Bild 3) an dieser Stelle entspricht.
Aufnahme: Verfasser, am 11. 10. 1967.

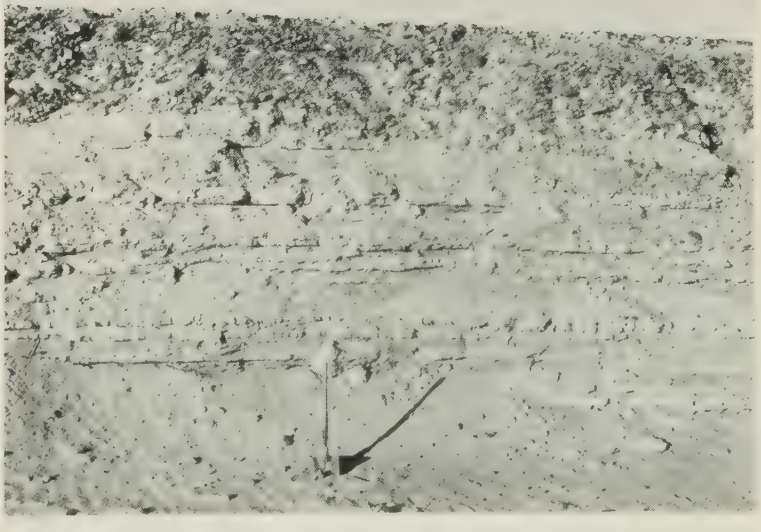


Bild 22: Karte 2, Teil 2, km 62. Aufschluß der unteren Niederterrasse im Enneri Bardagué. Die Niederterrassenschotter liegen auf einem Rest erodierter Hochterrassenakkumulationen, die wechselnd aus tonigen, tuffreichen und mehr sandigen Schichten bestehen. Höhe der Terrasse über Niedrigwassersohle: 3—3,5 m.
Aufnahme: Verfasser, am 9. 10. 1967.

Bild 23: Karte 2, Teil 2, km 70. Nieder-, Mittel- und Oberterrassenniveaus vor einer Engtalstrecke des Enneri Bardagué. Vgl. Profil 29.
Aufnahme: Verfasser, am 10. 1. 1965.

Bild 24: Karte 2, Teil 2, km 67,3. Aufschluß im Enneri Bardagué bei Profil 28, 2400 m. Diskordante Lagerung der Mittelterrassensedimente an die Oberterrasse.
Aufnahme: Verfasser, am 8. 10. 1967.

Bild: 25 Karte 2, Teil 2, km 54. Aufschluß im Enneri Bardagué bei Profil 20. Diskordante Lagerung der Mittelterrassensedimente an die Oberterrasse. Man beachte, daß der Hangschotterschleier der Oberterrasse die Akkumulationsgrenze der Diskordanz verdeckt. Er reicht bis zu 10 m weit auf die Mittelterrasse hinab.
Aufnahme: Verfasser, am 10. 10. 1967.

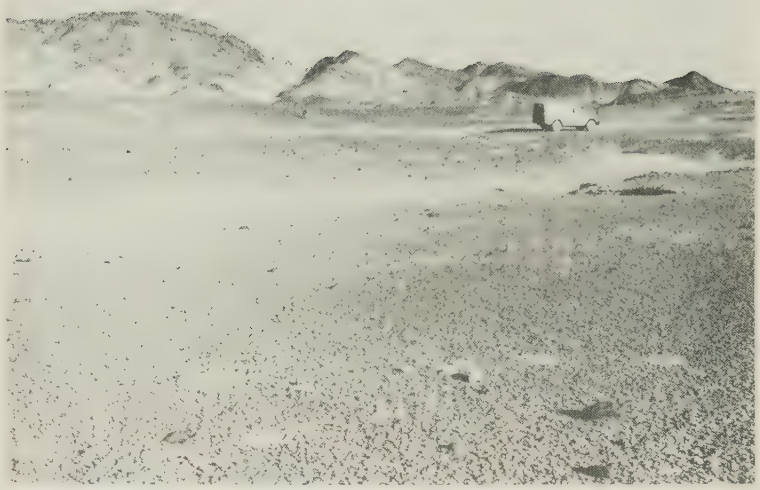


Bild 26 Karte 2, Teil 2, km 54. Situation des Aufschlusses von Bild 25, der sich an der Stelle befindet, an der der Tubu sitzt. Die Mittelterrassenfläche im Vordergrund ist bereits etwas erniedrigt. Material aus einem mit dieser Fläche zusammenhängenden Horizont nahe der Oberfläche ergab nach einer C-14-Datierung in Heidelberg ein Alter von 9340 ± 85 Jahren b. p. (vgl. Tab. 3, S. 44, Probe 45, H. 2937—31). Die Terrasse im Bildmittelgrund hinter der Diskordanz ist die obere Oberterrasse. Vgl. Profil 20.
Aufnahme: Verfasser, am 10. 10. 1967.

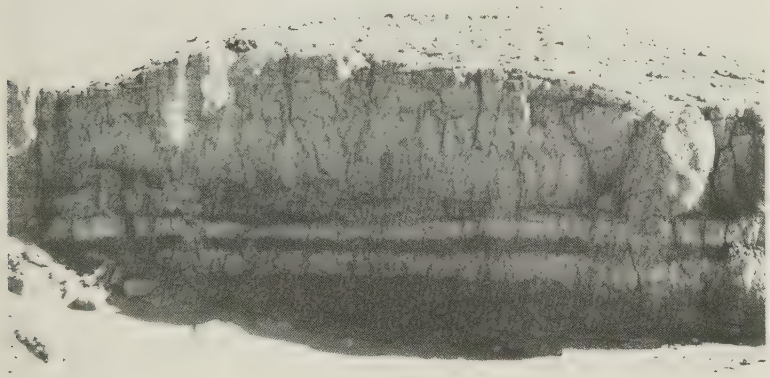


Bild 27: Karte 2, Teil 2, km 60. Aufschluß der Niederterrasse im Enneri Küdi. Sie ist hier als Erosionsterrasse ausgebildet. Höhe: ∼ 4 m. Die untersten Sedimentschichten sind rötlich. Es folgen die beiden hellen kalkhaltigen Horizonte zwischen denen eine farblich dem unteren Material gleichende Sedimentschicht liegt. Darüber kommen Mittelterrassensedimente. Es konnte nicht geklärt werden, ob es sich bei den rötlichen Horizonten um Verwitterungshorizonte handelt. Ich zähle sie zur Hochterrassenakkumulation.
Aufnahme: Verfasser, am 9. 10. 1967.

Bild 28: Karte 2, Teil 2, km 60. Aufschluß der Mittelterrasse im Bereich des Enneri Küdi. Es ist deutlich ein Sedimentwechsel der rötlichen gestörten unteren Akkumulationen zu den horizontal liegenden grauen oberen Schichten zu erkennen. Das obere Material ist Mittel-, das untere Hochterrassensediment. Die Trockenrisse und feinen Flugsandschichten im unteren Bereich erlauben es, Aussagen über das Akkumulationsmilieu zu machen. Vorübergehend muß das Gebiet überflutet und mit Hochflutlehmen bedeckt worden sein. Danach trocknete das Material aus; Trockenrisse entstanden, in die Flugsand eingeweht wurde. Dadurch entstand ein wellenförmiges Kleinrelief, auf das bei der nächsten Flut oberflächenparallel erneut Schluff- und Tonmaterial sedimentiert wurde.
Aufnahme: Verfasser, am 4. 1. 1965.

Bild 29: Karte 2, Teil 2, km 62,5. Mittelterrasse im Enneri Bardagué. Vgl. dazu Aufschluß Bild 40. Aufnahme: Verfasser, am 4. 1. 1965.

Bild 30: Karte 2, Teil 2, km 65,3. Mittelterrassensediment auf älterer Akkumulation mit Seekreidehorizont (Hochterrassenablagerung?). Eine C-14-Bestimmung des humösen Seekreidematerials (Probe 36) ergab ein Alter von 8330±180 Jahren b. p., die Vergleichsanalyse von Probe 16 aus dem gleichen Horizont 6717±220 a. b. p. (vgl. Tab. 3, S. 44). Verschmutzungen durch Einlagerung jüngeren Materials können aufgrund der Lagerungsverhältnisse nicht ausgeschlossen werden. Der Seekreidehorizont dürfte deshalb wesentlich älter sein.
Aufnahme: Verfasser, am 8. 10. 1967.

Bild 31: Karte 2, Teil 2, km 65. Bildvordergrund: Typische Mittelterrassenfläche mit Kalkkruste an der Oberfläche. An dem Berg in Bildmitte, rechts, kann am Gestein die ehemalige Höhe der erodierten Mittelterrasse abgelesen werden. Der davor liegende Sedimenthügel enthält einen etwa 10 cm starken Seekreidehorizont, wie bei Bild 30. Da dieser Horizont immer wieder vorkommt (vgl. auch Bild 27 und 37), muß vermutet werden, daß er an der Basis der Mittelterrasse die Grenzschicht zu den Hochterrassenakkumulationen ist. Er könnte vor der Akkumulation der Oberterrasse, also in der Endphase der Hochterrassenzerschneidung, aber auch zu Beginn der Mittelterrassensedimentation entstanden sein. Im Hintergrund rechts sieht man die höher liegenden Sedimente der Oberterrasse.
Aufnahme: Verfasser, am 6. 1. 1965.

Bild 32: Karte 2, Teil 2, km 81. Hochterrasse im Enneri Bardagué. Bild vorn: Düne. Unimogstandpunkt: typische seitliche Tonpfanne des Bardagué. Höhe der Akkumulation: vgl. Profil 35, 1300—1400 m. An dem Sedimenthocker in Bildmitte rechts wurde Bild 33 aufgenommen. Kalkgehalt des Sediments (vgl. Probe 32): 6 %.
Aufnahme: Verfasser, am 16. 11. 1964.

Bild 33: Karte 2, Teil 2, km 81. Tiefgreifende Trockenrißfüllung in den Hochterrassenakkumulationen des Enneri Bardagué. Vgl. Bild 32. Das Material ist limmisch, unter ariden Klimabedingungen entstanden.
Aufnahme: Verfasser, am 1. 4. 1965.

Bild 34: Karte 2, Teil 2, km 94,2. Hochterrasse mit Erosionskante und -niveaus im Enneri Bardagué. Die dunklen Schotter sind charakteristisch für einen Horizont um 1,50 m unter der obersten Fläche des Sediments. Höhe der Terrasse: vgl. Profil 39, 1900—2000 m.
Aufnahme: Verfasser, am 17. 1. 1965.

Bild 35: Karte 2, Teil 2, km 96,6. Oberterrasse des Bardagué an der Mündung des Enneri Toudoufou. Das Terrassensediment besteht aus Hochterrassenakkumulationen, die nur an der Oberfläche geringmächtig von nivelliertem Hangschutt mit vereinzelten dunklen bimssteinähnlichen Schottern aus der Hochterrasse bedeckt werden. Die Steinanhäufung in der Mitte des Bildes ist auf menschliche Tätigkeit zurückzuführen. Rechts, Enneri Bardagué.
Aufnahme: Verfasser, am 18. 1. 1965.

Bild 36: Karte 2, Teil 2, km 80,3. Oberterrasse des Enneri Bardagué. Die Sand-Kies-Schotterakkumulation beträgt ungefähr 1 m über darunter liegenden Hochterrassensedimenten. Hohe der Terrasse: vgl. Profil 34, 1100 m. Die ursprüngliche Höhe der Hochterrasse ist im Hintergrund am Hang rechts zu erkennen.
Aufnahme: Verfasser, am 7. 10. 1965

Bild 37: Karte 2, Teil 2, km 85. Akkumulationsrest mit 0,10 m starkem Seekreidehorizont im Enneri Bardagué (Probe 28). Das Material darunter sind Hochterrassensedimente (vgl. Tab. 2, S. 42, Probe 29). Eine C-14-Datierung der Seekreide (Hv. 2782, vgl. Tab. 3, S. 44) ergab ein Alter von 1430±190 a. b. p. Es wird dabei unter Einbeziehung der Altersdatierungen von Proben entsprechender Lagerung deutlich (vgl. Tab 3, Jä I, 16, 36, 45; 12154 Hg 67; Gr. 1), daß eine Verunreinigung des Materials stattfand.
Aufnahme: Verfasser, am 7. 10. 1967.

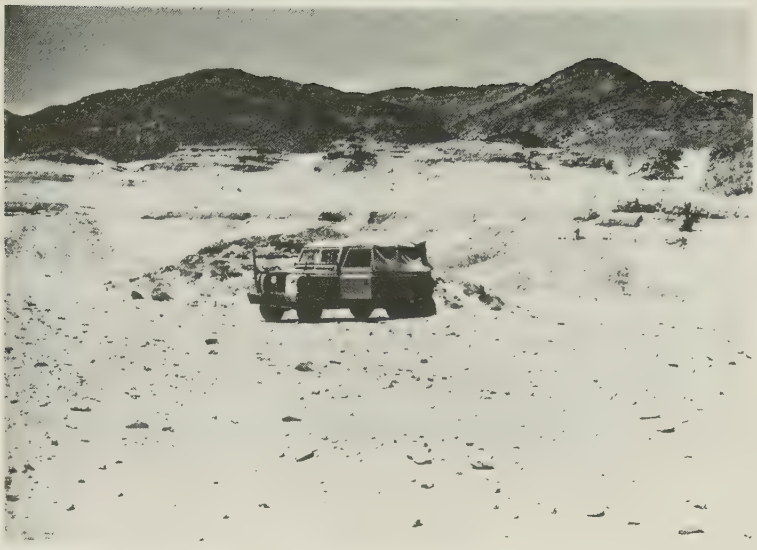


Bild 38: Karte 2, Teil 3, km 108. Hochterrasse im Enneri Arayé (vgl. Abb. 5). Deutlich sind einzelne Erosionsabsätze in den Sedimenten zu sehen. Die Lage der Hangschuttschicht sowie der Übergang von feinerem zu gröberem Material nach oben ist ebenso gut zu erkennen (vgl. Beschreibung im Text S. 26).
Aufnahme: Verfasser, am 7. 10. 1967.

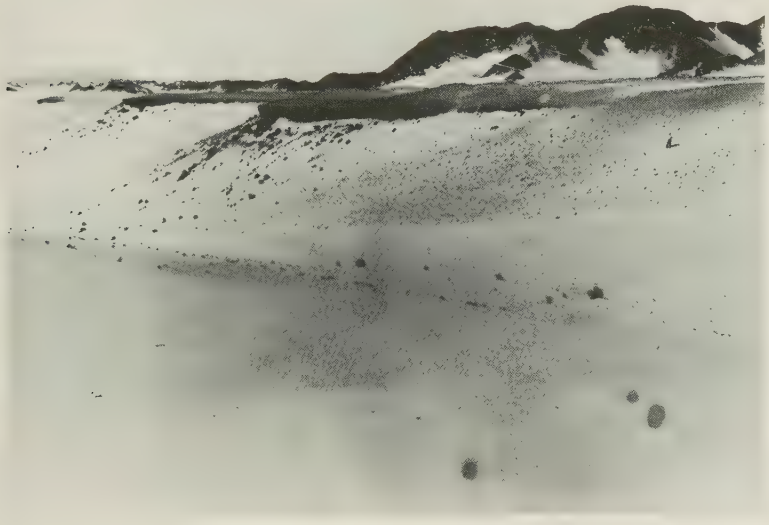


Bild 39: Karte 2, Teil 3, km 115,5. Hochterrasse im Enneri Barakounido. Die Akkumulation besteht aus verfestigten rotbraunen Sanden. Bildvordergrund: Düne. Höhe der Terrasse über Niedrigwasserbett Enneri Arayé: $\sim$ 40 m.
Aufnahme: Verfasser, am 7. 10. 1967.

Bild 40: Karte 2, Teil 3, km 119. Hochterrassenrest in einem Seitental des Enneri Arayé (rechts im Bild sichtbar), der 90 m über Niedrigwasserbett liegt (vgl. Beschreibung im Text S. 25). Das Material ist rötlich-braun, stark sandig und verbacken. Im Hintergrund links liegt es hoch am Hang. Es ist rezent dünn von Schieferplättchen übersät und muß als fossiles Dünenmaterial gewertet werden. Rezenter Dünensand liegt im Paß dahinter und im Vordergrund des Bildes. Er wird von Dünenhafer (Aristida pungens) bewachsen.
Aufnahme: Verfasser, am 1. 4. 1965.

Bild 41: Karte 2, Teil 3, km 136. Oberterrasse 9 m über Niedrigwassersohle auf der Depression Ediouay im Vordergrund. Bildmittelgrund rechts, 4 m Niederterrasse, links: Hochwasserbett mit abgestorbenen Tamarisken. Anstehender Granit am Rande der Oberterrasse, links.
Aufnahme: Verfasser, am 11. 2. 1965.

Bild 42: Karte 2, Teil 3, km 133,5. Oberterrasse des Enneri Arayé auf der Depression Ediouay (9 m Niveau) im Bildvordergrund mit Erosionsniveaus. Berggruppe im Hintergrund: Gara Modo mit davorliegender Sandtenne. Bildmittelgrund: Hochwasserbett des Enneri Arayé mit Dünen und Tamariskenhügeln (in der Bildmitte wurde das Profil der Abb. 6 gegraben).
Aufnahme: Verfasser, am 10. 2. 1965.

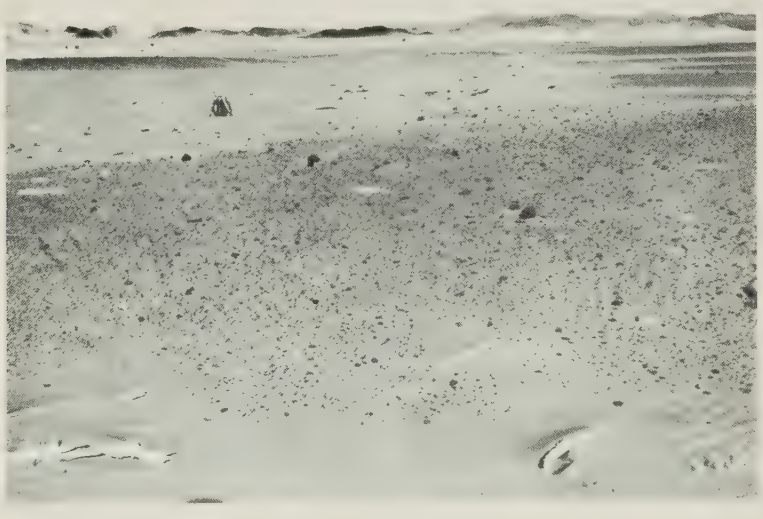


Bild 43: Karte 2, Teil 3, km 140,1. Überlagerung der unteren Niederterrassenniveaus von rezenten Hochwasserakkumulationen des Enneri Arayé auf der Depression Ediouay. Im Hintergrund die Tonpfanne Kusomma und mit Flugsand verkleidete Berghänge. Bild vorne: Flugsand mit Rippelmarks.
Aufnahme: Verfasser, am 11. 2. 1965.

Bild 44: Karte 2, Teil 4, km 159. Verzahnung von Hangschutt und Hochwasserakkumulationen am Rande der Endpfanne Meschi Taba. Deutlich ist die Umrandung der Endpfanne mit Treibholzgürtel, einem Saum abgestorbener Tamarisken und in der Mitte wachsenden Tamarisken zu sehen. Im Hintergrund: in Bildmitte ist der Ehi Chili zu erkennen. Auf dem 3. Gipfel der Bergkette im Bild links befindet sich der „point astronomique Meschitaba".
Aufnahme: Verfasser, am 15. 2. 1965.

Bild 45: Karte 3, ungefähr 7 km nördlich des Ehi Arayé. Tamariskenhügel. Im Vordergrund des Bildes: vom Wind geformte Großrippeln. Von Nadeln der abgestorbenen Tamariske an der Basis des Polsters (Kopfhöhe des Tubus) wurde eine C-14-Datierung vorgenommen. Sie ergab ein Alter von 1575 $\pm$ 95 (Labor in Berlin) und 1780 $\pm$ 60 Jahren b. p. (Labor in Heidelberg). Das bedeutet, daß seit dieser Zeit hier ungefähr 3 m Material ausgeblasen wurde.
Aufnahme: Verfasser, am 5. 10. 1967.

Bild 46: Karte 3, ungefähr 8 km nördlich des Ehi Arayé. Endpfannenbereich der Niederterrasse. Tiefe Gassen bilden sich in dem tonigen Material und stromlinienförmige Hügel wurden vom Wind herauspräpariert. Die dunkleren Flächen in der Bildmitte werden von Sand-Kies-Schotterakkumulationen gebildet, die unter den tonigen Sedimenten liegen. Im Bildmittelgrund befindet sich eine Reihe abgestorbener Tamariskenhügel (vgl. Bild 45) die zwischen 1500—1800 Jahren b. p. alt sind. Der helle Bereich im Hintergrund sind Dünen und Sandtennenbereiche. Bild vorn: Hang eines Inselberges.
Aufnahme: Verfasser, am 6. 10. 1967.

Bild 47: Karte 3, ungefähr 7 km nördlich des Ehi Arayé. Diskordante Lagerung toniger Endpfannensedimente am Sand-Kies-Schotterkörper. Lage des Bildes: vgl. Bild 46.
Aufnahme: Verfasser, am 6. 10. 1967.

Bild 48: Karte 3, ungefähr 7 km nördlich des Ehi Arayé. Überlagerung der in Bild 46 dunkler erscheinenden Kies-Sand-Schotterflächen von hellen tonigen Endpfannensedimenten. An den Resten ehemaliger Tamariskenhügel ist die Höhe des ursprünglichen Akkumulationsniveaus zu erkennen.
Aufnahme: Verfasser, am 6. 10. 1967.

Bild 49: Karte 3, ungefähr 7 km nördlich des Ehi Arayé. In den Endpfannensedimenten steckender dunkler Bimssteinschotter des Tamariskenhügel, von dem Material zur C-14-Datierung entnommen wurde (vgl. Bild 45). Das abdeckende Tamariskennadel-Polster wird hier im Bild gerade noch sichtbar.
Aufnahme: Verfasser, am 5. 10. 1967.

Bild 50: Karte 3, ungefähr 7 km nördlich des Ehi Arayé. Fossiler Endpfannenbereich mit dunklen Bimssteinschottern, die vereinzelt in dem ausgewehten Material steckten (vgl. Bild 49) und nun angereichert an der Oberfläche liegen. Man beachte die Sandanhäufung hinter jedem Schotter, die die Hauptwindrichtung (Nordost-Passat) zu erkennen gibt.
Aufnahme: Verfasser, am 5. 10. 1967.

Bild 51: Karte 3, ungefähr 55 km nördlich des Ehi Arayé. Im Hintergrund fluviale Sand-Kies-Schotterbänke des Enneri Bardagué auf der Serir Tibesti. Fesch-Fesch vorn in der rechten Radspur.
Aufnahme: Verfasser, am 18. 11. 1964.

Bild 52: Karte 3. Luftbild des Endpfannenbereiches mit den Sand-Kies-Schotterbänken des Enneri Bardagué-Arayé nördlich der Endpfanne des Ehi Arayé (vgl. Bild 51). Die einzelnen Flußschlingen sind darauf gut zu erkennen. Ausschnitt des Luftbildes NF 33 XXIII 005, IGN, 1 : 50 000, verkleinert auf $\sim$ 1 : 100 000.

Bild 53: Karte 3, ungefähr 32 km nördlich des Ehi Arayé. Menschliches Skelett, das aus den Endpfannensedimenten vom Wind freigelegt wurde. Das Alter des Skeletts (vgl. Beschreibung im Text) ergab nach der C-14-Methode von Knochenteilen, die noch vollkommen im Sediment steckten, 6930$\pm$370 Jahre b. p.
Aufnahme: G. Bruschek, am 3. 8. 1965.

Bild 54: Schmuckbeilagen des in Bild 53 gezeigten Humanskeletts.
Aufnahme: K. Wolfermann, 1965.

VERZEICHNIS

der bisher erschienenen Aufsätze (A), Mitteilungen (M) und Monographien (Mo)
aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

BÖTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 7—21, 5 Abb., 9 Fig., 1 Karte. Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron (Tibesti). In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 89—94. Tripoli. (A)

ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Informationen aus Kultur und Wirtschaft. Deutsch-tschadische Gesellschaft (KW) 8/67. Bonn. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 12, S. 98—104. Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. Die Erde, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jg. 99, S. 176—183. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 412—427. Wiesbaden. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Die Siedlungen des mittleren Fezzan (Libyen). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 59—82, Tab., Fig., Karten, Berlin. (A)

GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara). Acta Praehistorica et Archaeologica, Bd. 1, S. 1—27, 31 Fig., Berlin. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Inondations de l'ouadi de Bardagé en 1968. Bulletin de la Société Serbe de Géographie, T. XLIX, No. 2, p. 21—37, Belgrad. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Lufttemperatur. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 47—48. Berlin. (M)

GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rép. du Tchad). Ztschr. f. Geomorphologie, N. F., Band 14, Heft 2, S. 202—218, 1 Fig., 8 Abb., 5 Tabellen, Stuttgart. (A)

HAGEDORN, H. (1965): Forschungen des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge. Die Erde, Jg. 96, Heft 1, S. 47—48, Berlin. (M)

HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 53—58, Tripoli. (A)

HAGEDORN, H. (1966): The Tibu People of the Tibesti Mountains. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 59—64, Tripoli. (A)

HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde, Jg. 97, Heft 4, S. 268—288, Berlin. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 17—22, 1 Fig., 5 Abb., Berlin. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Siedlungsgeographie des Sahara-Raums. Afrika-Spectrum, H. 3, S. 48—59, Hamburg. (A)

HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. Erdkunde, Bd. 22, H. 4, S. 257—269. Mit 4 Luftbildern, 3 Bildern und 5 Abb. Bonn. (A)

HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 401—411, 3 Karten, 2 Abb. Wiesbaden. (A)

HAGEDORN, H. (1970): Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). Eiszeitalter und Gegenwart, Jg. 21.

HAGEDORN, H.; JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tchad). Bull. Ass. sénég. Quatern. Ouest afr., no. 23, novembre 1969, p. 25—41, Dakar. (A)

HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, Jg. 94, Heft 2, S. 126—135, Berlin. (M)

HÖVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph. NF, Bd. 9, S. 131, Berlin. (M)

HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Les congrés et colloques de l'Université de Liège, Vol. 40. L'évolution des versants, S. 139—156, Liège. (A)

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 7—10, Berlin. (A)

JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 39—49, 7 Profile, 4 Abb., Berlin. (A)

JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Berliner Geogr. Abh., Heft 10, 52 S., Berlin. (Mo)

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche in verschiedenen Maßstäben. Kartographische Nachrichten, Jg. 19, H. 4, S. 145—151, Gütersloh. (A)

JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 41—46, 3 Fig., 3 Abb., Berlin. (A)

JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 9, 36 S., Berlin. (Mo)

KAISER, K. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft), Heft 13, S. 143—156, 1 Fig., 7 Abb., Köln. (A)

KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer" Oberflächenformung und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. Abh. d. 1. Geogr. Inst. d. FU Berlin, Neue Folge, Bd. 13, S. 147—188, 15 Photos, 4 Fig., Dietrich Reimer, Berlin. (A)

LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad.Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, S. 228—256, 10 Abb., 2 Tabellen, Stuttgart. (A)

LIST, F. K.; HELMCKE, D. (1970): Photogeologische Untersuchungen über lithologische und tektonische Kontrolle von Entwässerungssystemen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara, Tschad). Bildmessung und Luftbildwesen, Heft 5, 1970, S. 273—278, Karlsruhe.

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D. (1968: Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1968, S. 139—142, Zürich. (M)

MESSERLI, B. (1970): Tibesti — zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbild-Interpretation. Jahresbericht d. Geogr. Ges. von Bern, Bd. 49, Jg. 1967—69, Bern. (A)

MOLLE, H. G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 23—31, 5 Fig., Berlin. (A)

MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 13, Berlin. (Mo)

OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 27—37, 5 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)

OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S., Berlin (Mo)

PACHUR, H. J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 23—25, Berlin. (A)

PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). Die Erde, Jg. 101, H. 1, S. 41—54, 5 Fig., 6 Bilder, de Gruyter, Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Eine Karte der Oase Bardai im Maßstab 1 : 4000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 33—36, 1 Karte, Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Kartenprobe Bardai 1 : 25 000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 36 bis 39, 2 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 183—202, Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 203—204, Berlin. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassiceae, Vellinae). Willdenowia, 4/2, S. 205—207, Berlin. (A)

STOCK, P.; PÖHLMANN, G. (1969): Ofouni 1 : 50 000. Geologisch-morphologische Luftbildinterpretation. Selbstverlag G. Pöhlmann, Berlin.

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 51—65, 6 Tabellen, 3 Abb., Berlin. (A)

Unveröffentlichte bzw. im Druck befindliche Arbeiten:

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

BÖTTCHER, U.; P.-J. ERGENZINGER; S. H. JAECKEL † und K. KAISER (1971): Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. 57 Manuskript-Seiten, 3 Karten und 2 Profile als Text-Fig., 15 Photos auf 2 Photo-Tafeln, 2 Mollusken-Tafeln, 4 Tab.

BRIEM, E. (1971): Beobachtungen zur Talgenese im westlichen Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript.

BRUSCHEK, G. (1969): Die rezenten vulkanischen Erscheinungen in Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad, 27 S. und Abb. (Les Phénomenes volcaniques récentes à Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad). Ohne Abb. Manuskript. Berlin/Fort Lamy.

BRUSCHEK, G. (1970): Geologisch-vulkanologische Untersuchungen im Bereich des Tarso Voon im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). Diplom-Arbeit an der FU Berlin. 189 S., zahlr. Abb., Berlin.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

ERGENZINGER, P. (1971): Das Südliche Vorland des Tibesti. Beiträge zur Geomorphologie der südlichen zentralen Sahara. Habilitationsschrift an der FU. Berlin vom 28. 2. 1971. Manuskript 173 S., zahlr. Abb., Diagramme, 1 Karte (4 Blätter), Berlin.

GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Direnao. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. Diplom-Arb. am II. Geogr. Inst. d. FU Berlin. 93 S., Berlin.

GABRIEL, B. (1971): Von der Routenaufnahme zum Gemini-Photo. — Die Tibestiforschung seit Gustav Nachtigal im Spiegel kartographischer Darstellung. Mit 5 Abb., 8 Karten und ausführlicher Bibliographie. Ca. 60 S., im Druck: Kartographischen Miniaturen Nr. 5, Kiepert KG, Berlin.

GRUNERT, J. (1970): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen. — Eine Auswertung eigener Feldarbeiten im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit im Rahmen der 1. (wiss.) Staatsprüfung für das Amt des Studienrats. Manuskript am II. Geogr. Institut der FU Berlin (127 S., Anlage: eine Kartierung im Maßstab 1 : 25 000).

HABERLAND, W. (1970): Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten sowie einige Kleinformen der Verwitterung entlang eines Prfils von Misratah (an der libyschen Küste) nach Kanaya (am Nordrand des Erg de Bilma). Diplom-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript, 60 S.

HAGEDORN, H. (1969): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. Habilitationsschrift an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin. Im Druck.

HAGEDORN, H. und H. J. PACHUR (1969): Observations on Climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Landforms in South-Central Libya. Vortragsmanuskript, Meeting Geology on Libya, Tripoli. Im Druck.

HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, 217 S., Berlin.

HÖVERMANN, J. (1971): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Manuskript, Poser Festschrift 1972, im Druck.

INDERMÜHLE, D. (1969): Mikroklimatologische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am Geogr. Inst. d. Universität Bern.

JAECKEL, S. H. (1969): Mollusken aus dem Tibesti-Gebirge und dem Gebiet des ehemaligen Tschad-Sees. Arbeit im Druck.

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche auf der Grundlage von Luftbildern und Geländestudien im Schieferbereich des Tibesti-Gebirges. Dipl.-Arbeit am Lehrstuhl f. Kartographie d. FU Berlin, Manuskript, 38 S.

KAISER, K. (1971): Beobachtungen über Fließmarken an leeseitigen Barchan-Hängen. — Kölner Geogr. Arb. (Festschrift für K. KAYSER, 11 Manuskript-Seiten, 2 Photos, Köln. Im Druck.

KAISER, K. (1971): Das Tibesti-Gebirge in der zentralen Ostsahara und seine Rahmenbereiche. Geologie und Naturlandschaft. — In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): Afrika Bd. III, 140 Manuskript-Seiten, 1 Karte und 1 Tab. je als Falttafel, 3 Karten und 9 Profile als Text-Fig., 40 Photos auf 6 Photo-Tafeln, Autoren-, Orts- und Sachregister G. Westermann-Verlag, Braunschweig. Im Druck.

KAISER, K. (1971): Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. — Göttinger Geogr. Abh. (Festschrift für H. POSER), ca. 25 Manuskript-Seiten mit 20 Photos auf 3 Phototafeln. In Vorbereitung.

KAISER, K. (1971): Die Gonoa-Talungen im Tibesti-Gebirge der zentralen Ostsahara. Über Talformungsprozesse in einem Wüstengebirge. — Ca. 40 Manuskript-Seiten, 1 Karte als Falttafel, 14 Fig., 12 Photos, 2 Tab. In Vorbereitung.

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D.; ZURBUCHEN, M. (1970): Emi Koussi — Tibesti. Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. Im Druck.

ROLAND, N. W. (1971): Zur Altersfrage des Sandsteines bei Bardai (Tibesti, Rép. du Tchad). 4 Abb. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. Im Druck.

PACHUR, H. J. (1970): Zur spätpleistozänen und frühholozänen geomorphologischen Formung auf der Nordabdachung des Tibestigebirges. Im Druck.

SCHULZ, E. (1970): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge und dessen Vorland. Manuskript am Geomorph. Labor d. FU Berlin.

STOCK, P. (1970): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, Tchad. Inaugural-Diss. d. math. nat. Fakultät d. FU Berlin, 89 + XII S. Im Druck. Berliner Geogr. Abh., Heft 14.

TETZLAFF, M. (1968): Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und in Bardai (Tibesti). Dipl.-Arbeit am Inst. f. Meteorologie d. FU Berlin.

VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. — Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geom. Lab. der Freien Universität Berlin.

Arbeiten, in denen Untersuchungen aus der Forschungsstation Bardai in größerem Umfang verwandt worden sind:

PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4, 35 S., Berlin.

VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R. A. (1970): Orbital Photography and the Geosciences — a geomorphological example from the Central Sahara. Geoforum 2, p. 33—47, 8 Fig. (A)

ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. Mit 34 Abb., 121 Taf. und 6 Karten, 164 S., Steiner, Wiesbaden.

LEBENSLAUF

Am 19. 6. 1933 wurde ich, Dieter Jäkel, als dritter von vier Söhnen des Bauern Erhard Jäkel in Langneundorf, Kreis Löwenberg in Schlesien, geboren. Meine Mutter, Elisabeth Jäkel, geb. Warmer, wie mein Vater stammten aus dem gleichen Ort.

In meinem Geburtsort besuchte ich von 1939 bis 1944 die Grundschule, anschließend das Gymnasium in Löwenberg.

Im Juni 1946 wurden meine Angehörigen und ich aus Schlesien nach Bielstein/Rhld. evakuiert.

In Bielstein besuchte ich von 1946 bis 1948 die Grundschule, danach die Gewerbliche Berufsschule in Gummersbach bis 1952. Mit der Gesellenprüfung schloß ich 1952 eine Tischlerlehre in Osberghausen/Rhld. ab.

Als Tischler arbeitete ich vom 1. 4. 1952 bis zum Herbst 1957 in verschiedenen Handwerks- und Industriebetrieben.

1953 verzog ich nach Köln, wo ich von 1953 bis 1957 das Abendgymnasium der Stadt Köln besuchte und die Reifeprüfung bestand.

Vom WS. 1957/58 bis zum SS. 1961 studierte ich in Köln Leibeserziehung, Geschichte und Geographie, im WS. 1961/62 in Innsbruck und vom SS. 1962 bis zum SS. 1964 an der Freien Universität Berlin Geschichte und Geographie.

In Köln bestand ich 1961 die wissenschaftliche Vorprüfung in Philosophie und Pädagogik und die Prüfung als Diplom-Sportlehrer. Im Sommersemester 1964 beendete ich das Studium in Berlin mit dem Staatsexamen. Hauptfach war Geschichte.

Meine wissenschaftlichen Lehrer waren in Köln die Professoren Diem (Leibeserziehung), Kayser, Uhlig, Meynen, Manshard, Kraus (Geographie); Schwarzbach, Murawski (Geologie), Schieder, Kluxen, Schieffer, Volkmann und Wickert (Geschichte); in Innsbruck die Professoren Kinzl (Geographie), Ilg (Volkskunde), Hampel und Hutter (Geschichte) und in Berlin die Professoren Hagedorn, Hövermann, Wöhlke, Jensch, Valentin (Geographie), Herzfeld, Helbig, Bußmann und Dietrich (Geschichte).

Vom WS. 1957/58 bis zum WS. 1962/63 erhielt ich Studienförderung nach den Richtlinien des Honnefer Modells.

Von September 1964 bis zum August 1965 nahm ich an Arbeiten der Forschungsstation des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin in Bardai (nördl. Rep. Tchad) teil, wo ich das Material für die vorliegende Dissertation sammelte.

Als Diplom-Sportlehrer arbeitete ich vom 1. 4. 1966 bis zum 31. 3. 1967 an der Herschelschule in Hannover.

Seit dem 1. 4. 1967 bin ich mit der Wahrnehmung einer wissenschaftlichen Assistentenstelle am II. Geographischen Institut der Freien Universität Berlin beauftragt.

Berlin, im Juni 1969.

(E. Arafoud)
Bardaf

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth

Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 2: ERGENZINGER, Peter

Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel

Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.
(1966). 52 S., 27 Abb im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim

Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.

I Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter

Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen
in den Ländern der russischen Kosakenheere.
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 7: SCHULZ, Georg

Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung
der Topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts.
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.

II Feldarbeiten 1965/66.
(1969), 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 9: JANNSEN, Gert

Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1970), 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin